

А К А Д Е М И Я    Н А У К    С С С Р

---

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. А. БОГДАНОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ  
В ПАЛЕОЗОЕ  
КОЛЫМСКОГО МАССИВА  
И ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

---

Москва 1963

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

---

GEOLOGICAL INSTITUTE

N. A. BOGDANOV

TECTONIC DEVELOPMENT  
OF KOLYMA MASSIF  
AND EASTERN ARCTIC REGION  
DURING THE PALEOSOIC

*(Transactions, Volume 99)*

---

PUBLISHING OFFICE ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

Moskow 1963

Н. А. БОГДАНОВ

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ  
В ПАЛЕОЗОЕ  
КОЛЫМСКОГО МАССИВА  
И ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ**

*(Труды, выпуск 99)*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. Пейве* (главный редактор),  
*М. С. Марков, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР:

*Ю. М. Пуцаровский*

EDITORIAL BOARD:

Corresp. Member of USSR Academy of Sciences *A. V. Peive* (*Chief Editor*),  
*M. S. Markov, V. V. Menner, P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR—

— *Yu. M. Puscharovsky*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологические исследования, главным образом последнего десятилетия, выяснили многие весьма интересные особенности тектонического строения и развития обширной области мезозойской складчатости Северо-Востока СССР. Однако до сих пор остается неясным ряд вопросов, а именно: на каком фундаменте сформировался Верхоянский геосинклинальный комплекс, какие конкретные тектонические структуры погребены под ним и каковы взаимоотношения последних со структурами мезозойской геосинклинальной области? Так как область мезозойского северо-восточной Азии охватывает большую площадь северной части Тихоокеанского пояса, выяснение этих вопросов будет способствовать решению ряда общих проблем тектоники в пределах последнего. Следует отметить, что распределение интрузивных масс, с которыми связаны богатейшие золотоносные и оловоносные месторождения, во многом, видимо, связано с размещением палеозойских структур.

Работы, посвященные данной тематике, были проведены автором с 1956 по 1962 г. в Отделе региональной тектоники Геологического института Академии наук СССР под руководством Ю. М. Пушаровского. В течение этого времени мы изучали геологическое строение ряда районов, расположенных в западной и юго-западной частях Колымского срединного массива.

В самом начале исследований (1957 г.) работы проводились в юго-западной части окраинного поднятия Черского — в Омудевских горах. В дальнейшем, на протяжении 1958 и 1959 гг. автор вел маршрутные исследования в крайней западной части Колымского срединного массива — в хребте Тас-Хаяхта. Наконец, экспедиционный сезон 1960 г. был посвящен изучению тектонического строения хребта Арге-Тас и был сделан маршрут по р. Индигирке, что позволило получить представление о тектоническом строении Момо-Зырянской впадины.

Основное внимание в данной работе уделено анализу тектонического строения юго-западной части Колымского срединного массива, а также истории тектонического развития этой территории в палеозое. Остальная часть работы посвящена анализу материалов по геологии ряда крупных районов восточной Арктики, необходимому для выяснения тектонического положения изученного района в общей структуре северной части Тихоокеанского пояса.

На протяжении всех лет работы автор имел взаимную консультацию с геологами, работавшими и работающими поныне над изучением палеозоя в окраинных поднятиях массива: Г. П. Абаймовой, Р. Е. Алексеевой, Б. И. Акуловым, Ю. М. Бычковым, А. В. Вихертом, С. И. Гавриковым, В. Н. Дубатовым, Л. К. Дубовиковым, В. К. Лежоевым, Г. Н. Логиновой, В. Т. Матвеевко, В. К. Мокшанцевым, А. А. Николаевым, М. М. Орадовской, Б. В. Пепеляевым, Л. Н. Поповым, И. А. Резановым, Х. С. Розман, М. И. Тереховым, М. Н. Чугаевой, В. В. Шевченко

и многими другими. Большинство этих исследователей являются авторами опубликованных статей и рукописных отчетов, в которых освещаются вопросы стратиграфии и тектоники палеозоя Колымского срединного массива и прилегающих мезозойских геосинклинальных структур.

При проведении исследований была собрана палеонтологическая коллекция, определение которой проводилось: Р. Е. Алексеевой, З. Г. Балашовым, Ю. М. Бычковым, В. А. Востоковой, В. Н. Дубатовым, В. М. Завадовским, В. Н. Крестовниковым, Е. А. Модзалевской, А. М. Обутом, М. А. Ржонсницкой, Е. А. Рейтлингер, Х. С. Розман, Ю. И. Тесаковым, И. И. Тучковым, Н. А. Флеровой, М. Н. Чугаевой, за что автор приносит им глубокую признательность.

Важные замечания в процессе написания рукописи были сделаны Н. С. Шатским, А. Л. Яншиным, Е. В. Павловским и В. Е. Хаиным, за что автор им весьма благодарен.

Автор пользуется случаем выразить свою искреннюю признательность Ю. М. Пушаровскому, который постоянными советами направлял работу и способствовал ее выполнению.

## *Часть первая*

# **СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЫМСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА**

### **ВВЕДЕНИЕ**

В пределах центральной части северо-востока Азии большую площадь занимают горы и плоскогорья. На юго-западе выделяется горная система Черского (Васьковский, 1956), включающая в себя ряд горных хребтов (фиг. 1), обычно не превышающих 2500 м над уровнем моря и резко выраженных в рельефе; на востоке расположены обширные Юкагирское и Алазейское плоскогорья. Северную часть территории занимает Восточно-Сибирская низменность.

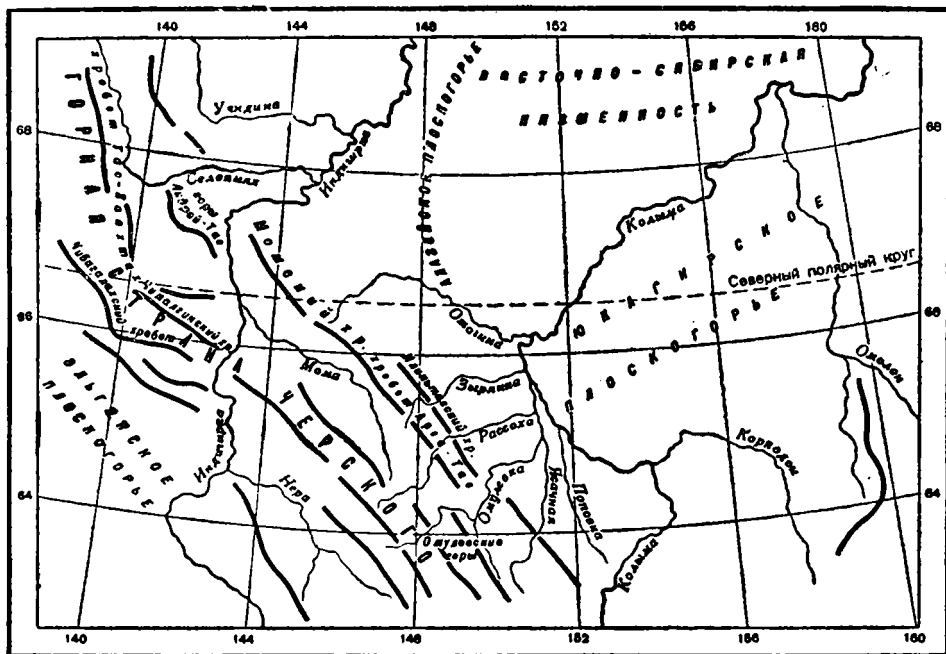
Наиболее хорошо изученными районами являются области гор и плоскогорий, которые характеризуются прекрасной обнаженностью, в частности в вертикальном разрезе. Они также сравнительно более доступны для исследований, чем северные территории, представляющие собой совершенно плоскую болотистую равнину с несметным количеством больших и малых озер.

Геологическое строение района, как и всех мезозойд северо-восточной Азии, характеризуется преимущественным развитием осадочных пород, начиная с рифейских и кончая четвертичными, которые представлены морскими и континентальными толщами, сменяющимися друг друга как по площади, так и в стратиграфическом разрезе. Более древние метаморфические образования протерозоя обнажаются лишь в пределах одного небольшого участка.

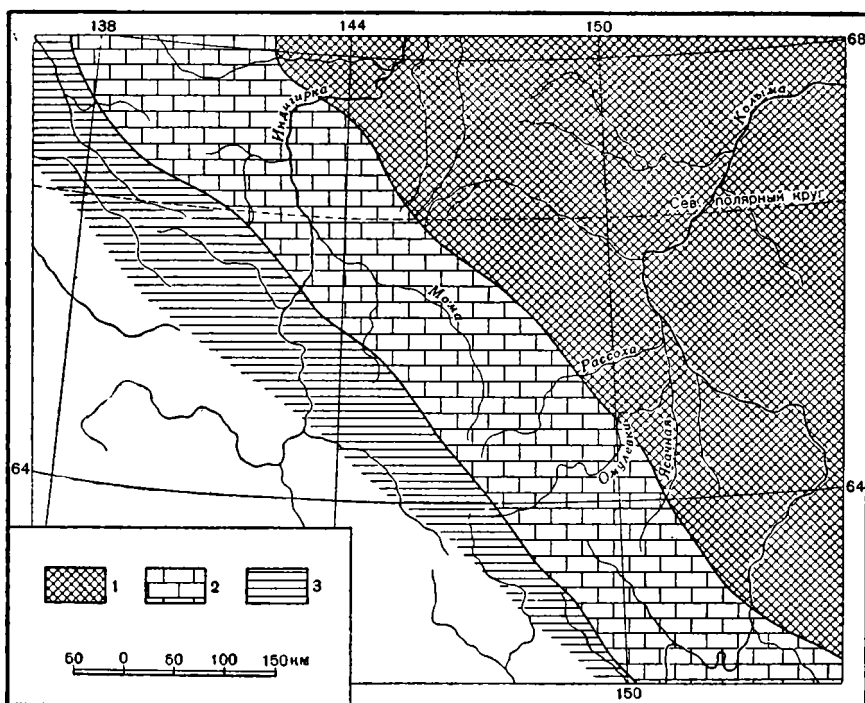
Современный общий тектонический план области был создан в эпоху мезозойской складчатости. Тектонические движения этого времени захватили всю территорию северо-востока Азии, однако проявились на ней с различной степенью интенсивности. Большое значение в истории тектонического развития имел и палеозойский этап, анализу которого в основном и посвящена эта работа. Следует отметить, что складчатые структуры палеозоя на обширной площади перекрыты верхнепалеозойскими и мезозойскими образованиями, что, конечно, затрудняет их изучение.

По общему характеру развития в тектонической истории интересующей нас области можно наметить три крупных этапа: докембрийский, нижне- и среднепалеозойский, верхнепалеозойский и мезозойский.

Суждения о докембрийском этапе из-за недостатка данных о строении соответствующих образований еще во многом схематичны.



Фиг. 1. Орографическая схема центральной части Северо-Востока СССР.



Фиг. 2. Схема структурно-фациальных зон для нижнего и среднего палеозоя.  
 1 — Восточная часть Колымского массива; 2 — Омудевский прогиб; 3 — Чигагалахский прогиб.



Ниже- и среднепалеозойские отложения в пределах описываемой территории обнажены более широко. Имеющиеся сейчас данные позволяют выделить для нижнего и среднего палеозоя три структурно-фациальные зоны (фиг. 2).

1. Восточная часть Колымского массива располагается на востоке и северо-востоке описываемого района в пределах Юкагирского и Алазейского плоскогорий и частично в пределах Восточно-Сибирской низменности. Основание ее слагают сложно дислоцированные породы протерозоя. На них с резким угловым несогласием и перерывом залегают отложения рифея, кембрия, ордовика, силура и девона, которые обнажаются большей частью в разрозненных участках. Они представлены чередованием карбонатных и терригенных пород общей суммарной мощностью до 1500—3000 м. Характерно, что в большей части этой зоны образования ордовика и силура были незначительны по своим мощностям, а местами, по-видимому, вовсе отсутствовали, поскольку отложения девона с базальными конгломератами в основании залегают непосредственно на породах рифея. Породы нижнего и среднего палеозоя в восточной части Колымского массива залегают полого и только в зонах разрывных нарушений смяты в крупные сводовые и троговые складки.

2. Омuleвский прогиб захватывает восточные хребты горной цепи Черского и прослеживается от бассейнов рек Таскана и Сеймчана на северо-запад до долины р. Селенных более чем на 500 км при ширине около 180 км. В пределах прогиба имеется непрерывный разрез преимущественно карбонатных образований от нижнего ордовика до нижнего карбона включительно, общая суммарная мощность которых в центральной, наиболее погруженной его части достигает 12 000—13 000 м. Породы, выполняющие Омuleвский прогиб, смяты в брахисинклинальные и брахиантиклинальные складки, чередующиеся с узкими линейными структурами.

3. Чибагалахский прогиб занимает западные склоны хребтов Тас-Хаятах, Чималгинского и Чибагалахского. Значительная часть прогиба перекрыта породами верхоянского комплекса. Палеозойские образования в его пределах представлены преимущественно терригенными породами, чередующимися с отдельными прослоями и пачками известняков и конгломератов, а в низах разреза — диабазов и их туфов. Общая мощность отложений в пределах Чибагалахского прогиба от верхнего ордовика до нижнего карбона включительно превышает 8 000 м. Эти образования дислоцированы в узкие линейные и изоклинальные складки, нередко запрокинутые на восток и северо-восток.

Все три ниже- и среднепалеозойские структурные зоны разделены между собой разломами глубинного заложения, в непосредственном контакте с которыми породы не только интенсивно дислоцированы, но и в значительной мере перекристаллизованы.

В верхнепалеозойский и мезозойский этап тектонической истории на значительной площади Омuleвского прогиба геосинклинальное развитие прекратилось и эта территория прилепилась к восточной части Колымского массива, образовав Колымский срединный массив в его современном виде. Лишь в пределах юго-западного борта Омuleвского прогиба и Чибагалахского прогиба продолжалось формирование мощных геосинклинальных образований, однако оно было подчинено уже иному структурному плану. Соответственно на этом этапе развития описываемой территории главнейшими тектоническими элементами являются Колымский срединный массив и Иньяли-Дебинский синклинорий.

## Глава I

### СТРАТИГРАФИЯ

В строении западной части Колымского срединного массива и сопредельных тектонических структур принимают участие докембрийские, палеозойские и мезозойские образования. Выяснение закономерностей изменения фаций и мощностей этих отложений поможет в понимании развития крупных тектонических элементов.

Для того чтобы составить представление о развитии всей территории западной части Колымского срединного массива в нижнем и среднем палеозое, большое значение имеет обобщение результатов изучения стратиграфии структурно-фациальных зон. Поэтому при описании стратиграфии этому вопросу уделено основное внимание.

Стратиграфия верхнепалеозойских и мезозойских отложений приводится в более кратком виде, так как она уже подробно разобрана в работах И. И. Тучкова (1957), А. В. Вихерта (1960) и других. Мало мощный платформенный чехол континентальных кайнозойских отложений не рассматривается. Эти образования обычно связаны с современными депрессиями и широко распространены в пределах Восточно-Сибирской низменности.

### ДОКЕМБРИИ

Комплекс пород, относимых к докембрию, распространен на востоке описываемого района, в бассейне среднего течения Колымы. Отдельные выходы пород этого возраста известны и в пределах Омuleвских гор, в юго-западной части горной системы Черского.

Степень изученности докембрийских образований весьма неоднородна. Наиболее подробно они были исследованы в бассейне Колымы, где впервые и были выделены и описаны С. В. Обручевым, а затем В. И. Краснокутским (1938), А. Е. Каташинской, А. А. Николаевым (1956), Е. С. Постельниковым и Ю. М. Пущаровским (1959), Б. В. Пепеляевым (1961) и другими. В Омuleвских горах породы этого возраста были изучены А. А. Николаевым (1958) и автором (Богданов, 1960).

Недостаточная и неравномерная изученность докембрия Колымского срединного массива приводит в ряде случаев к условности в определении возраста метаморфических образований и связанных с ними изверженных пород. Возможно, что частью в эту группу отложений включаются метаморфизованные породы палеозоя, как это будет показано ниже. Однако в большинстве случаев имеется достаточно фактического материала для определения возраста метаморфических пород.

Докембрийские отложения занимают различное структурное положение в пределах описываемого региона. Обнажающиеся в бассейне Колымы, в восточной части Колымского массива, образования протерозоя слагают его складчатый фундамент, а рифейские метаморфические сланцы и известняки являются нижней частью осадочного чехла. Породы верхнего докембрия (рифей) в Омудевских горах образуют нижний структурный ярус палеозойской геосинклинальной зоны Черского.

### Протерозой

Образования протерозоя обнажаются между правыми притоками Колымы — Шаманихой, Орок и Столбовой — в восточной части Колымского массива. Изучавшие их А. В. Зимкин (1938<sub>2</sub>), А. Е. Каташинская и другие выделяют две свиты: нижнюю, сложенную различными по составу гнейсами, и верхнюю, образованную кристаллическими сланцами и порфироидами.

Нижняя свита, по данным А. Е. Каташинской, представлена преимущественно парагнейсами, среди которых ею и В. И. Краснокутским (1938) выделяются кварцево-биотито-гранатовые, кварцево-мусковитогранатовые, двуслюдяные, кварцево-турмалино-гранатовые, кварцево-амфиболовые разности. В толще гнейсов имеются отдельные прослои темно-зеленых амфиболитов и светлых кристаллических сланцев.

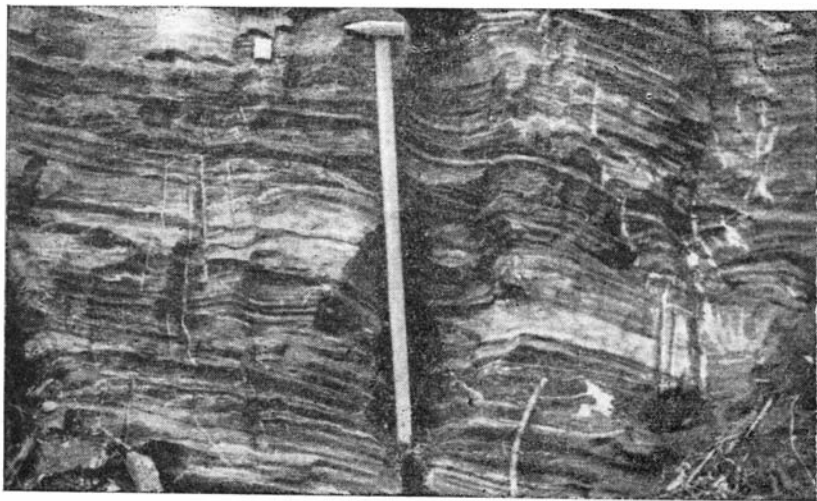
Верхняя свита, сменяющая гнейсы выше по разрезу, характеризуется преобладанием светлых кварцево-мусковитовых, кварцево-серицитовых сланцев, среди которых имеются отдельные прослои и пачки кварцево-эпидото-биотитовых и кварцево-амфиболовых разностей и светло-серых и серых сливных кварцитов. По данным В. И. Краснокутского, для пород этой свиты наиболее характерны: а) наличие резко выраженных сланцеватых текстур; б) лепидобластические, кристаллобластические и порфиробластические структуры и в) полное и почти полное отсутствие гранита и полевых шпатов, свойственных гнейсам нижней свиты. Породы верхней свиты прорваны небольшими по своим размерам телами гнейсированных микроклиновых гранитов и порфиroidов. Суммарная видимая мощность обеих свит составляет около 2000—2500 м. Возраст описанных выше пород все исследователи на основании степени метаморфизма и стратиграфического положения определяют, как протерозойский.

### Рифей

Рифейские отложения развиты на значительно более широкой площади, чем протерозойские. Они обнажены в среднем течении Колымы, где были впервые выделены А. А. Николаевым (1956) в оссалинскую серию. В этой серии им, а затем Е. С. Постельниковым и Ю. М. Пушаровским (1959) и Б. В. Пепеляевым (1962) были выделены четыре свиты, представленные литологически различными комплексами.

Нижняя из них — орокская свита<sup>1</sup> залегает несогласно на образованиях протерозоя. В бассейне р. Малой Столбовой, правого притока Колымы, основание ее слагают конгломераты с галькой, представленной сливными кварцитами, кварцем, порфироидами и гнейсированными гранитами, мощностью до 100 м. В устье р. Орок они сменяются белыми массивными толстопластовыми кварцитами с редкими прослоями метаморфических сланцев общей мощностью около 300—400 м. Выше кварцитов залегают кварцево-серицитовые, кварцево-

<sup>1</sup> Свита выделена Е. С. Постельниковым и Ю. М. Пушаровским (1959).



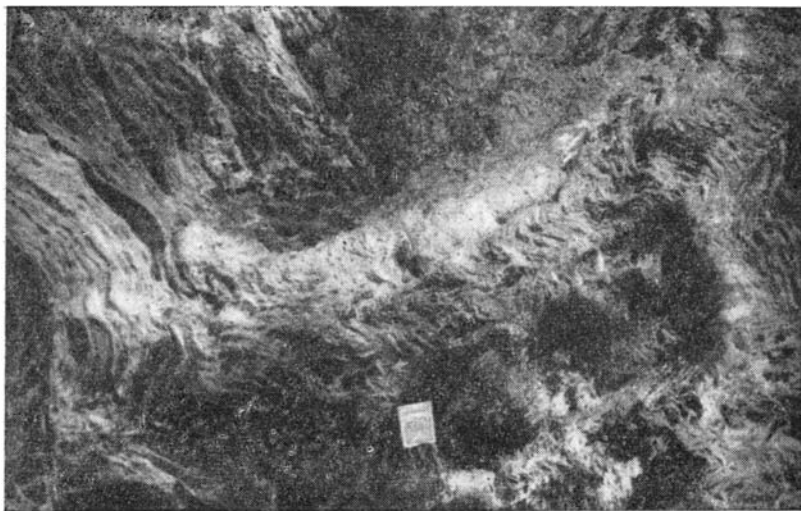
Фиг. 3. Полосчатые доломиты чебукулахской свиты у устья р. Чебукулах.  
Фото Б. В. Пепеляева.

хлоритовые и кварцево-хлорито-серитовые сланцы, чередующиеся с прослоями кварцитов и в верхах сменяющиеся глинисто-карбонатными, карбонатно-кварцево-сланцевыми, хлоритовыми и графито-кварцевыми сланцами. Мощность сланцев достигает 700—950 м. Общая мощность ороекской свиты, по Б. В. Пепеляеву, приблизительно равна 1100—1400 м.

Породы вышележащей — чебукулахской свиты<sup>1</sup> распространены лишь в бассейне р. Чубукулах и в верховьях Малой Столбовой. Они представлены преимущественно светло-серыми и белыми мраморизованными и доломитизированными известняками и массивными светло окрашенными доломитами (фиг. 3). Подчиненную роль в разрезе играют кварцево-сланцевые, слюдяно-карбонатные и филлитовые сланцы. В верхней части разреза свиты преобладают водорослевые и оолитовые известняки с прослоями зеленовато-серых филлитовых, глинистых и алевролитовых сланцев. В водорослевых известняках А. А. Николаевым, Е. С. Постельниковым и Ю. М. Пушаровским были собраны *Collenia* sp., *Collenia baicalica* Masl., а также *Conophyton lituus* Masl., которые, по мнению В. П. Маслова, характерны для рифея. Мощность чебукулахской свиты около 380—400 м. В бассейне р. Каменки Б. В. Пепеляев условно относит к чебукулахской свите пачку метаморфических сланцев и мраморизованных известняков видимой мощностью до 300 м. Следует отметить, что повсеместно взаимоотношение чебукулахской и ороекской свит остается невыясненным. По мнению Е. С. Постельникова и Ю. М. Пушаровского, на границе свит имеется угловое несогласие, а А. А. Николаев и Б. В. Пепеляев высказывают предположение о согласном переходе между ними.

На водоразделе между Чебукулахом и Столбовой водорослевые известняки чебукулахской свиты согласно перекрываются образованиями тумусской свиты. По данным Б. В. Пепеляева, в основании последней залегают редкогалечные кварцитовидные конгломераты, фациально замещающиеся кварцево-серитовыми сланцами и светло-серыми кварцитами, содержащими отдельные прослои серо-зеленых серицито-хлоритовых сланцев (фиг. 4). Мощность нижней пачки от 50 до 100 м. Стратиграфически выше залегают полевошпатово-серицито-

<sup>1</sup> Чебукулахская свита была выделена А. А. Николаевым (1956).



Фиг. 4. Мелкая плейчатость в сланцах тумусской свиты на правом берегу р. Колымы, выше устья р. Чебукулак. Фото Б. В. Пепеляева

вые, филлитовые и глинистые сланцы с подчиненными прослоями гипсов и темно-серых доломитов с запахом  $H_2S$ , общая мощность которых 200—250 м. Верхняя часть свиты сложена преимущественно филлитовыми, глинистыми и алевролитовыми сланцами с прослоями рассланцованных песчаников и серицито-хлоритовых сланцев мощностью 350 м. Общая мощность отложений тумусской свиты достигает 600—700 м.

Отложения спиридоновской свиты, венчающие разрез рифея бассейна, распространены на значительной территории. Выходы пород свиты установлены Б. В. Пепеляевым (1962) в верховьях ручьев Котох-Балактах, Белая ночь, Большой Бургали и по р. Поповке — на левобережье Колымы и по правым притокам последней — Большой Столбовой, Шаманихе, Столбовой и Каменке. По данным Б. В. Пепеляева, разрез свиты характеризуется весьма пестрым составом и образован кварцитовидными косослонстыми песчаниками, кварцитами, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, алевролитами, известняками и доломитами. Характерной особенностью его является наличие в нем красноцветных и зеленоцветных пород и прослоев и линз «железистых песчаников». Следует отметить, что образования свиты характеризуются быстрой фациальной изменчивостью на относительно небольших расстояниях, в связи с чем отдельные разрезы спиридоновской свиты не всегда точно сопоставляются между собой. В нижнем течении правого притока Колымы — ручья Налучье — в прослоях спиридоновской свиты Б. В. Пепеляев собрал водоросли типа *Collenia*. Общая видимая мощность спиридоновской свиты около 1000—1500 м.

Рифейский возраст всех четырех свит оссалинской серии устанавливается А. А. Николаевым, Е. С. Постельниковым, Ю. М. Пущаровским и Б. В. Пепеляевым на основании относительно слабой степени метаморфизма этих образований, чем они резко отличаются от подстилающих отложений протерозоя, и наличия почти повсеместно в верхах разреза водорослей, некоторые из которых, например *Conophyton lituus* Masl., (чебукулахская свита), характерны для рифея. Общая мощность рифейских отложений в восточной части Колымского срединного массива, в бассейне среднего течения Колымы, достигает 3000—4000 м.

В пределах хребта Черского докембрийские образования известны лишь по правобережью р. Омудевки, в Омудевских горах. Наиболее полный разрез отложений этого возраста обнажается по ручьям Двойной и Журавль, где можно выделить по составу и степени метаморфизма две толщи. Нижняя толща сложена серыми и серебристо-серыми биотито-кварцевыми сланцами с редкими прослоями серых, почти белых кварцитов, видимой мощностью до 300—350 м. Верхняя — представлена циозито-кварцевыми, кварцево-эпидотовыми и серицито-кварцевыми сланцами и порфиритоидами с отдельными прослоями белых мраморизованных известняков мощностью 700—800 м.

Возраст метаморфических образований, обнажающихся по ручьям Журавль и Двойной, остается точно не установленным. Так как они обнажаются в ядре крупной антиклинальной структуры и, видимо, непосредственно перекрываются породами нижнего палеозоя, мы условно относим их к позднему докембрию (рифею).

Таким образом, рифейские отложения бассейна среднего течения Колымы и близкие по возрасту породы Омудевских гор значительно различаются между собой. В первом из разрезов они представлены относительно слабо метаморфизованными образованиями. А. А. Николаев (1956), выделивший впервые рифейские образования, отметил их значительное литологическое сходство с рифейскими отложениями юго-восточной части Сибирской платформы, описанные в Учуро-Майском районе В. А. Ярмолюком и в дальнейшем С. В. Нужновым и В. А. Ярмолюком (1959). Следует также подтвердить, что мощность рифея в этом районе соизмерима с мощностью одновозрастных пород бассейна Колымы. В отличие от них в образованиях рифея (позднего докембрия) Омудевских гор существенную роль в разрезе, кроме терригенных пород (различных по своему составу сланцев и кварцитов), играют и эффузивные образования (порфиритоиды). Учитывая, что здесь в незначительном по своим размерам выходе, вероятно, были изучены лишь самые верхи разреза пород этого возраста, можно предположить, что общая суммарная его мощность превышает мощность рифея в бассейне Колымы.

### НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОИ

Палеозойские отложения были изучены на обширной территории. Они обнажаются на Юкагирском и Алазейском плоскогорьях и в пределах горной системы Черского — в Омудевских горах, хребтах Тас-Хаяхта, Арга-Тас, Чималгинском и Чибгалахском. Стратиграфия их изучена далеко неравномерно. Наиболее полно и хорошо они были описаны в Омудевских горах и в хребте Тас-Хаяхта, менее детально — в Чималгинском и Чибгалахском хребтах. В этой части главы приводится описание ниже- и среднепалеозойских отложений от кембрия до нижнего карбона включительно, отдельно для каждой из выделенных выше структурно-фациальных зон, в которых отложения этого возраста различны как по характеру образований, так и по мощностям.

Образования среднего и верхнего карбона в пределах описываемого района неизвестны, а породы перми, отделенные резким угловым несогласием от нижележащих и тесно связанные с покрывающими их отложениями триаса, будут рассматриваться особо, совместно с мезозойскими.

### Кембрий

Кембрийские отложения были описаны Б. В. Пепеляевым (1960) в бассейне среднего течения Колымы, в восточной части Колымского массива. В пределах остальной части региона (в Омудевском и Чибгалахском прогибах) отложения этого возраста не обнаружены.

В пределах этого района образования, относимые к кембрию, известны лишь на правом берегу Колымы у устья ручья Улахан-Юрюе, в устье р. Корокодон и в бассейне Поповки. Они были изучены Б. В. Пепеляевым (1960), которым и были выделены под названием горбуновской свиты. В устье ручья Улахан-Юрюе основание свиты слагают валунногалечные конгломераты с галькой кварцитов и метаморфических сланцев, залегающих на породах рифея. Мощность конгломератов до 20—25 м. Выше по разрезу конгломераты сменяются серыми массивными доломитами с тонкослоистыми известняками с *Collenia protunquica* Vol., *C. cf. buriatica* Masl. и *C. baicalica* Masl., по которым, по мнению А. Г. Вологодина, можно определять возраст вмещающих их пород как нижнекембрийский.

## Ордовик

Образования ордовика развиты в пределах всех трех структурно-фациальных зон описываемого района: Омuleвского и Чибгалахского прогибов и восточной части Колымского массива. В них выделяются отложения нижнего, среднего и верхнего отделов.

### Нижний ордовик

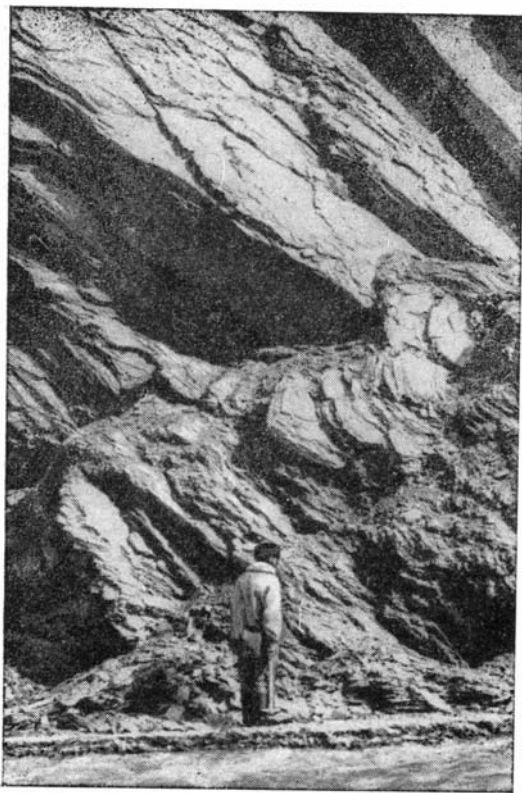
#### Омuleвский прогиб

На протяжении длительной эпохи — с кембрия (?) и до конца нижнего карбона — Омuleвский прогиб отличается по своему геотектоническому режиму от Чибгалахского прогиба и восточной части Колымского массива. В эту эпоху в пределах рассматриваемой территории интенсивное прогибание сопровождалось накоплением морских, преимущественно карбонатных, толщ. Образования кембрийского возраста в пределах Омuleвского прогиба не обнаружены. Однако, несомненно, как единая крупная структурная зона он развивался уже в нижнем ордовике.

О распространении нижнего ордовика в хребте Черского стало известно только в последнее время. В восточной части поднятия Черского, в бассейне р. Омuleвки, со времени работ Ю. Н. Трушкова (1938) была известна толща хлоритизированных известняково-глинистых сланцев, отнесенная им к кембрию (?) и нижнему силуру (ордовику). В 1958 и 1959 гг. М. М. Орадовская выделила в этом районе палеонтологически охарактеризованные нижеордовские образования. Кроме того, отложения этого возраста были установлены автором (Богданов, 1961<sub>2</sub>) на восточном склоне хребта Тас-Хаяхта.

Наиболее полно разрезы нижнего ордовика были изучены М. М. Орадовской в бассейнах Омuleвки и ее притоков — Эльгенчака и Инаньи. Нижняя часть разреза выделяется ею в инаньинскую свиту.

Основание свиты слагают пестро окрашенные среднезернистые песчаники, выше постепенно сменяющиеся зелеными алевролитами и известково-глинистыми сланцами. Постепенно снизу вверх в разрезе увеличивается количество прослоев известково-глинистых сланцев и известняков. Характерно, что все образования свиты имеют зеленую окраску. В породах инаньинской свиты были собраны *Protoptiomeps latus* sp. nov., *Pr. longus* sp. nov., *Pr. sp.*, *Clarkella* sp., *Archinacella* sp., *Leseurella* sp., *Latitaenia* sp., *Pararaphistoma* sp., *Heliconiopsis* sp., *Diaphanometopus laevis* sp. nov., *Diaphanometopus* sp., датирующие возраст свиты как низы нижнего ордовика. Видимая мощность инаньинской свиты 655 м.



Фиг. 5. Обнажение сланцев учугейской свиты по руч. Учугей-Юрях.

выделяет в учугейскую свиту. Они обнажаются в долинах ручьев Усун, Учугей-Юрях, Тагань и их притоков. Наиболее полный разрез учугейской свиты был изучен в долине ручья Учугей-Юрях, где породы ее прекрасно обнажены по обоим бортам реки (фиг. 5). К сожалению, низы разреза свиты как здесь, так и в более северных отрогах хребта, перекрыты четвертичными образованиями.

Схематический разрез свиты в долине р. Учугей-Юрях следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Серые и темно-серые среднепластовые глинистые известняки . . . . .	125
2. Чередование серебристо-серых глинистых и известково-глинистых сланцев, местами пиритизированных, с черными известняками . . . . .	90
3. Серые и темно-серые среднепластовые известняки . . . . .	50
4. Чередование черных известково-глинистых сланцев с черными и темно-серыми известняками . . . . .	90
5. Серые и серебристо-серые глинистые сланцы . . . . .	170
6. Чередование темно-серых известково-глинистых сланцев с печанистыми известняками, с гастроподами; для известняков характерна параллельная и косая слоистость . . . . .	120
7. Темно-серые, почти черные глинистые и песчаные известняки интенсивно пиритизированные, с тонкими прослоями глинистых сланцев . . . . .	235
8. Серые, серебристо-серые тонкослонстые известково-глинистые сланцы, содержащие большое количество включений пирита . . . . .	160
9. Тонкое чередование черных известково-глинистых сланцев и темно-серых глинистых известняков . . . . .	40
10. Темно-серые, почти черные глинистые известняки, пронизанные многочисленными прожилками кальцита . . . . .	110

Выше известняков и известково-глинистых сланцев инаньинской свиты согласно залегают образования хитинской свиты. Породы свиты наиболее широко распространены в бассейне Эльгенчака. Они представлены полосчатыми, оолитовыми и глинистыми известняками, чередующимися с косослоистыми известковыми алевролитами и линзами доломитов. Среди известняков встречаются ракушняковые разности с *Protopiomerops* sp., *Glaphurus* aff. *alimbeticus* Balasch., *Pseudomera weberi* Z. Max., *Omuliovia rara* Tschug., *Apatokephalus kolyomensis* Tschug. и др. Возраст свиты принимается М. М. Орадовской как верхи нижнего ордовика. Мощность хитинской свиты 500 м. Общая видимая мощность нижнего ордовика в восточной части Омулевских гор около 1150—1160 м.

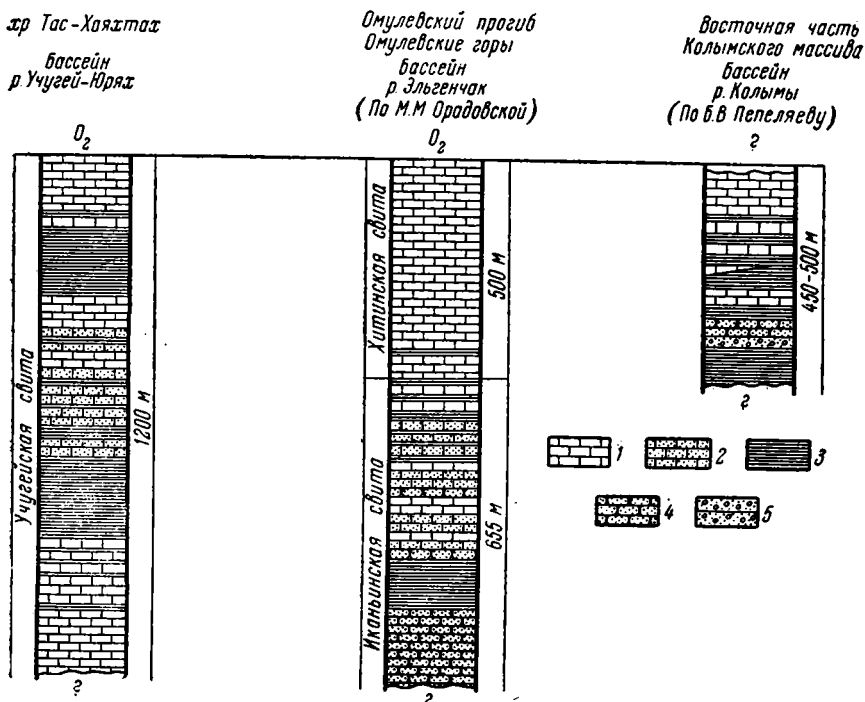
В западной части Омулевских гор породы нижнего ордовика не обнажены.

В хребте Тас-Хаяхта отложения нижнего ордовика автор



Общая видимая мощность свиты достигает 1185—1200 м. В долинах рек Таганьи и Усуна обнажаются лишь самые верхи разреза свиты.

Возраст учугейской свиты остается в настоящее время точно не установленным. Собранные в средней части ее разреза гастроподы плохой сохранности, по мнению В. А. Востоковой, имеют верхнекембрийский — нижнеордовикский облик. Судить о возрасте свиты только на



Фиг. 6. Схема сопоставления разрезов нижнего ордовика.

1 — известняки; 2 — песчаные известняки; 3 — глинистые сланцы; 4 — песчаники; 5 — конгломераты.

основании единичной находки гастропод трудно. Однако, учитывая, что породы учугейской свиты согласно с постепенным переходом перекрываются отложениями лланвирна, мы условно относим их к нижнему ордовика.

Сопоставление разрезов нижнего ордовика Омудевского прогиба в настоящее время сильно затруднено. Это объясняется, во-первых, значительной их удаленностью друг от друга, во-вторых, существенными фациальными различиями (фиг. 6) и, в-третьих, тем, что породы учугейской свиты палеонтологически почти не охарактеризованы. Учитывая, что породы учугейской свиты согласно перекрываются образованиями среднего ордовика, можно только предполагать, что они соответствуют по возрасту хитинской и верхней части инаньинской свит.

В пределах Чибгалахского прогиба образования нижнего ордовика не обнажены.

### Восточная часть Колымского массива

Нижнеордовикские образования в пределах восточной части Колымского массива были изучены А. В. Зимкиным (1938<sub>2</sub>) на правом берегу Колымы, ниже устья Улахан-Юрюе. В дальнейшем они были детально исследованы Б. В. Пепеляевым (1958 г.). В этом участке

нижний ордовик представлен глинистыми сланцами с прослоями кварцевых песчаников, алевролитов и линзами конгломератов. Выше по разрезу сланцы сменяются известняками и доломитами с остатками гастропод *Murchisonia* sp., *Lesueurella* sp. и наутилоидей *Proterocameroceras* cf. *brainerdi* (Whitfield), *Ellesmoceras elongatum* Kobayashi, *Michelinoceras* sp. и *Tasphyceras* cf. *multicameratum* Rued.

Видимая мощность пород нижнего ордовика в этом районе около 450—500 м.

На остальной обширной территории восточной части Колымского массива образования нижнего отдела ордовика до настоящего времени неизвестны.

### Средний ордовик

#### Омулевский прогиб

Образования среднего ордовика широко распространены в Омулевском прогибе. В последние годы А. А. Николаевым (1958), М. М. Орадовской, М. Н. Чугаевой (1961) и другими была разработана детальная стратиграфическая схема среднего ордовика для района Омулевских гор, где образования этого возраста обнажаются на значительной территории.

В долине р. Ясачной и в восточной части Омулевского прогиба породы этого возраста Б. В. Пепеляев (1962) выделяет в куранаскую свиту. Она сложена серыми и светло-серыми доломитами и доломитизированными известняками, чередующимися с известковистыми песчаниками и песчанистыми и глинистыми известняками. В верхах разреза свиты преобладают доломиты и известковистые доломиты. В средней части свиты в глинистых известняках были собраны брахиоподы *Dalmanella testudinaria* Dal m., *Platystrophia* sp., *Camarotoechia* sp., *Rafinesquina* sp.; трилобиты; мшанки; остракоды *Primitia* sp.; колпачковидные гастроподы и др. Общая видимая мощность свиты 1500—1800 м.

Севернее, в бассейне Эрихе, левого притока Омулевки, М. М. Орадовская выделяет образования среднего ордовика в эрихинскую свиту. Она слогается черными глинистыми сланцами, переслаивающимися с алевроитовыми известняками и известковистыми алевролитами, переходящими вверх по разрезу в зеленовато-серые мергели. В нижней части разреза свиты были собраны граптолиты *Glyptograptus dentatus* (Вгong.), *Trigonograptus exsiformis* (Hall), *Isograptus* sp., *Didymograptus* sp., *Phyllograptus* sp., характерные для нижней половины лланвирнского яруса. Общая видимая мощность эрихинской свиты около 1200 м.

В западной части Омулевских гор характер разреза резко меняется и мощность пород этого возраста значительно возрастает. Здесь А. А. Николаевым (1958), а затем М. Н. Чугаевой и автором (Богданов, 1960) был выделен ряд свит, отчетливо разделяющихся литологически. Нижние из них — жуирская и уочатская<sup>1</sup> согласно налегают на образования нижнего ордовика. По данным М. М. Орадовской, в бассейнах Эльгенчака и Омулевки уочатская свита представлена ракушняковыми обломочными известняками и волнисто-слоистыми алевроитовыми известняками с редкими прослоями алевроитов. В органогеннообломочных известняках были собраны *Pliomera fischeri asiatica* Tschug., *Pliomerellus jacuticus* Tschug., *Calliops* aff. *armatus* Ulr. et

<sup>1</sup> Выделяемая М. М. Орадовской уочатская свита, по мнению автора, является стратиграфическим аналогом жуирской свиты.

Delo, *Pararaphistoma* cf. *peracutum* Ulr. et Delo, *Armenoceras* cf. *asiaticum* Endo и др., характерные для низов среднего ордовика. Общая мощность свиты здесь около 400 м.

Юго-западнее, в бассейне Инаньи, эта свита несколько меняется в своем составе. В этом районе она представлена зеленовато-серыми и бурыми алевролитами, песчаниками и известняковыми алевролитами с прослоями тонкоплитчатых известняков и известково-глинистых сланцев. Мощность свиты в этом разрезе несколько увеличивается и достигает 450—500 м.

В юго-западной части Омудевских гор разновозрастные образования (выделяемые М. Н. Чугаевой в долине ручья Жуир в жуирскую свиту) без видимого углового несогласия залегают на мраморизованных известняках и филлитовых сланцах нижнего ордовика (?). Снизу вверх наблюдаются:

Мощность, м

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Конгломераты бурого цвета, с галькой кварца и крупнокристаллических доломитов                 | 40      |
| 2. Светло-серые мелкозернистые известняковистые песчаники в нижней части с мелкой галькой кварца | 8—10    |
| 3. Темно-серые и зеленоватые известняково-глинистые сланцы с прослоями песчаных известняков      | 100—110 |

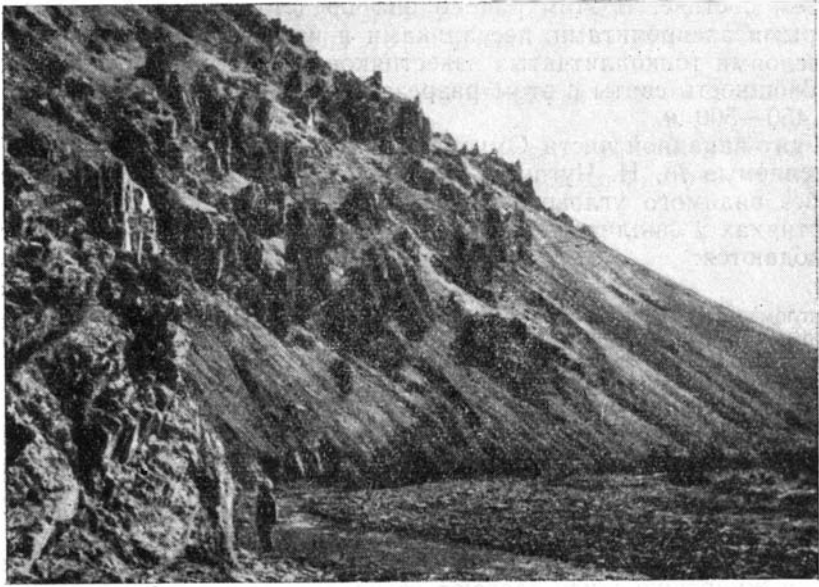
Общая мощность жуирской свиты в долине ручья Жуир достигает 140—150 м.

В низовьях левых притоков Омудевки — ручьев Быстрого и Харкинджи жуирскую свиту слагают зеленовато-серые и темно-серые известково-глинистые сланцы и мергели с прослоями узловатых известняков. В долине Харкинджи в них были собраны *Didymograptus* ex gr. *bifidus* Hall и *Tetragraptus* sp., датирующие возраст свиты как лланвирский.

Отложения жуирской свиты в бассейне Омудевки согласно с постепенным переходом перекрываются образованиями сиенской свиты. Повсеместно в центральной и восточных частях Омудевских гор она представлена известняками, однако мощность ее и характер разреза несколько меняются по направлению с востока на запад. В центральной части района, в бассейне Эльгенчака, по данным М. М. Орадovской, сиенская свита представлена темно-серыми массивными и среднеслоистыми известняками (фиг. 7, 8), местами с дифференцированным выветриванием, чередующимися с прослоями доломитов и глинистых и алевритистых известняков с обильной фауной *Porambonites* sp., *Lesueurella* cf. *marginalis* Eichwald., *Bellerophon* cf. *salteri* Ulr. et Scof., *Maclurites* cf. *logani* Salter, *Mac.* aff. *cuneata* Whitf., *Eorobergia* sp., *Isotelus* sp., *Pliomera fischeri asiatica* Tschug.

Мощность свиты в этом разрезе около 620—650 м. В 50 км западнее, в бассейне Инаньи, приведенный выше разрез свиты в целом выдерживается, только мощность ее несколько возрастает и достигает 750—800 м.

В юго-западной части Омудевских гор, в бассейне верхнего течения Омудевки М. Н. Чугаевой (Богданов, Чугаева, 1960) были детально изучены отложения сиенской свиты. Здесь, в долине ручья Жуир, образования свиты представлены массивными известняками. В 10 м выше от основания свиты были собраны мшанки и гастроподы: *Nicholsonella ponderosa* Ulr., *Nicholsonella* sp., *Troedssonites conspiratus* (Troeds.), *Tr. flexibilis* Sok., *Batostoma?* sp., *Wortheria* cf. *tolli* Rov. и др. Вышележащие образования в этом разрезе лишены окаменелостей. Суммарная мощность сиенской свиты в долине ручья Жуир около 1000 м.



Фиг. 7. Выходы массивных известняков сиенской свиты по руч. Быстроу.



Фиг. 8. Характер слоистости в плитчатых известняках сиенской свиты (руч. Быстрый).

Северо-западнее по левобережью Омудевки схематичный разрез отложений сиенской свиты следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Массивные трещиноватые известняки . . . . .	150—180
2. Темно-серые, тонкопластовые глинистые известняки с трилобитами, <i>Pliomerops</i> sp., <i>Calliops</i> cf. <i>armatus</i> Ulr. et Delo, <i>Eorobergia</i> sp., <i>Asaphidae</i> ; остракодами <i>Egorovella compacta</i> V. Ivan., <i>Tetradella</i> sp., <i>Laccoprimitia</i> sp., а также брахиоподами и гастроподами . . . . .	214
3. Темно-серые толстопластовые известняки с трилобитами <i>Eorobergia</i> sp., <i>Pliomerops</i> sp., <i>Amphilichas</i> sp., <i>Lonchodomas</i> sp., <i>Cybele</i> sp. indet., <i>Ceraurinus</i> sp.; гастроподами <i>Loxonema</i> sp., <i>Pararaphistoma</i> sp.; остракодами и брахиоподами . . . . .	195
4. Светло-серые и серые массивные зернистые известняки с прослоями органогеннообломочных разностей, в которых были собраны трилобиты <i>Isotelus</i> cf. <i>maximus</i> Locke, <i>Iliaenus</i> cf. <i>latiaxiatus</i> Raym., <i>Ill.</i> aff. <i>marginalis</i> Raym., <i>Ceraurinus</i> sp., <i>Primitia</i> sp., <i>Trilobella</i> sp. . . . .	400

Общая мощность сиенской свиты в верхнем течении Омудевки достигает 1000—1200 м.

Этот же разрез свиты прослеживается по простиранию на север, в верховьях р. Рассохи, где в самом основании свиты были собраны граптолиты *Glyptograptus* sp. indet.

Довольно разнообразный комплекс фауны, собранный в породах сиенской свиты, определяет ее возраст как низы лландейловского яруса.

Вышележащая мокринская свита литологически хорошо выделяется в пределах центральной и западной частей Омудевских гор. В бассейне Эльгенчака к мокринской свите М. М. Орадовская относит пачку пластовых и тонкопластовых глинистых и алевритовых известняков, чередующихся с черными глинистыми сланцами, мергелями, узловатыми органогенными известняками, содержащими *Platystrophia* sp., *Lophospira* sp., *Ormoceras* cf. *kimuria* Endo, *Asaphidae* и др. Мощность образований свиты 460 м. Западнее, в бассейне Инаньи, разрез свиты выдерживается, лишь количество прослоев известняков в нем несколько увеличивается. В последних были собраны трилобиты *Asaphidae*, *Ceraurinus* sp., *Phacopidacea*, а также наутилоидеи, мшанки и гастроподы. Видимая мощность породы свиты здесь также около 400 м.

Наиболее полный разрез мокринской свиты — в юго-западной части Омудевских гор, где породы мокринской свиты обнажаются в долинах Мокрого, Кривуна и Омудевки и согласно перекрывают породы сиенской свиты.

Схематический разрез по ручью Мокрому и его притокам следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Синевато-серые, почти черные глинистые известняки и известняково-глинистые сланцы, оранжево-бурые на поверхности выветривания . . . . .	75—100
2. Серые и светло-серые неяснослоистые мергели с прослоями волнисто-слоистых известняков до 20—80 м мощности . . . . .	145
3. Светло-серые волнисто-слоистые глинистые известняки с прослоями известково-глинистых сланцев и мергелей. В известняках были собраны брахиоподы <i>Rafinesquina</i> sp. . . . .	265

Общая мощность свиты в этом разрезе достигает 500 м.

Возраст пород мокринской свиты, согласно собранным в них окаменелостям и стратиграфическому положению в разрезе, определяется как средняя часть лландейловского яруса.

Повсеместно породы мокринской свиты согласно перекрываются мощной пачкой известняков. В центральной части Омудевских гор М. М. Орадовская выделяет их в дарпирскую свиту. В бассейне Инаньи основание свиты слагают темно-серые среднеслоистые алевролитовые и пелитоморфные известняки с гастроподами и наутилоидеями. Выше

они сменяются массивными толстопластовыми темно-серыми пелитоморфными и оолитовыми известняками. Самые верхи разреза образуют темно-серые среднеслоистые и тонкоплитчатые известняки со следами волноприбойной ряби. Они чередуются с песчанистыми и органогенно-обломочными известняками, алевролитами и глинистыми сланцами. В породах свиты М. М. Орадовской были собраны трилобиты Phacopidae. *Monoracos* sp., *Robergia* aff. *microphthalma* (Linn.), *Iliaenus* sp., *Telephus* sp.; брахиоподы *Rafinesquina* ex gr. ex *pansa* (Sow.), *Strophomena* sp., *Orthidae*, *Mimella* (?) sp., *Plectorthis* sp. (*Pl.* ex gr. *fissicosta* Hall); гастроподы *Lophospira* cf. *milleri* (Miller); *Hormotoma* aff. *salter* Ulrich, *Maclurites ovalis* Vost. и др.; криноидея *Pentagonocyclicus omulensis* sp. nov., *P.* cf. *maequalis* sp. nov. и табулята *Calapoectia* sp. indet., а также мшанки, губки, наутилоидеи и рецептакулиты. Максимальная мощность свиты здесь достигает 1400—1500 м. Возраст свиты определяется как верхняя половина лландейловского яруса.

Западнее в Омудевских горах стратиграфическими аналогами дарпирской свиты, в понимании М. М. Орадовской, являются кривунская и дарпирская (по А. А. Николаеву, 1958).

Образования кривунской свиты в этом районе обнажаются в долинах Кривуна, Харкинджи, Мокрого, а также по притокам Мокрого — Турену и Раздольному, где согласно перекрывают породы мокринской свиты.

В долине Кривуна М. Н. Чугаевой был описан следующий разрез (снизу вверх):

Мощность, м

1. Темно-серые и зеленовато-серые тонкопластовые известняки и известково-глинистые сланцы	200
2. Зеленовато-серые и стально-серые тонкослоистые глинистые сланцы	100—120
3. Темно-серые, почти черные известково-глинистые сланцы	200
4. Чередование глинистых известняков и черных известково-глинистых сланцев	70—100
5. Зеленовато-серые и темно-серые тонкослоистые известково-глинистые сланцы с редкими прослоями глинистых известняков	140—200
6. Тонкое чередование серых глинистых известняков и темно-серых известково-глинистых сланцев	100

Общая мощность свиты в этом разрезе около 700 м.

Сходный характер строения свиты выдерживается и в других разрезах центральной части Омудевских гор. Палеонтологические отложения ее слабо охарактеризованы. В нижней части разреза свиты в долине ручья Мокрого были собраны граптолиты *Climacograptus* sp. и *Glyptograptus* aff. *euglyphus* Larw. Они определяют возраст пород кривунской свиты как лландейловский.

В этом же районе широко распространены массивные и плитчатые известняки дарпирской свиты. Они согласно, с постепенным переходом перекрывают отложения кривунской свиты среднего ордовика. Отложения дарпирской свиты обнажаются в бассейне Омудевки — в долинах Харкинджи, Омуди, Красивого, Кривуна и Противника. Наиболее полный разрез свиты был описан М. Н. Чугаевой в нижнем течении ручья Кривун, где непосредственно выше известняков кривунской свиты залегают (снизу вверх):

Мощность, м

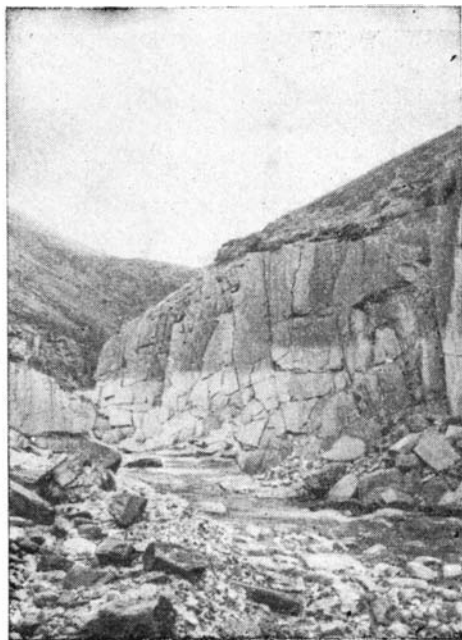
1. Массивные и среднепластовые темно-серые доломитизированные известняки	260
2. Серые среднепластовые глинистые известняки с трилобитами <i>Stygina</i> sp., <i>Cybele</i> aff. <i>planifrons</i> Web., <i>Ampyx</i> sp., <i>Sphaerexochus</i> sp., <i>Trinucleus</i> sp., <i>Ceraurinus</i> ; остракодами и брахиоподами	110
3. Темно-серые массивные известняки	100
4. Чередование массивных мелкозернистых известняков с среднепластовыми глинистыми разностями	160
5. Темно-серые тонкопластовые известняки, окрашенные в светло-желтые тона по поверхности выветривания	70—100

Общая мощность дарпирской свиты здесь достигает 700 м.

По направлению на восток в долинах Харкинджи и Красивого мощность свиты сокращается до 380—450 м. Отложения дарпирской свиты богато палеонтологически охарактеризованы. Собранные в них трилобиты, гастроподы, наутилоидеи и криноидеи определяют возраст свиты как лландейловский.

Породы среднего ордовика весьма широко распространены и в северо-западной части Омудевского прогиба — в хребте Тас-Хаяхта. Литологически они несколько отличны от разновозрастных образований Омудевских гор. Нижнюю часть разреза среднего ордовика здесь слагают зеленовато-серые мергели и известняки усунской свиты.

Породы усунской свиты обнажаются в долинах Учугей-Юряха, Усуна, Таганьи, Ырганджи и Оюгордаха. Литологически они резко отличаются от подстилающих их образований учугейской свиты нижнего ордовика отсутствием серых и темно-серых известково-глинистых сланцев и характерным зеленовато-желтым цветом. Наиболее полный разрез усунской свиты обнажается в среднем течении Учугей-Юряха (фиг. 9). Здесь же на темно-серых глинистых известняках нижнего ордовика совершенно согласно залегают (снизу вверх):



Фиг. 9. Тонкое чередование известняков и известково-глинистых сланцев усунской свиты (руч. Учугей-Юрях).

Мощность, м

1. Зеленовато-серые и желтовато-зеленые тонко- и среднепластовые мергелистые известняки . . . . .	130
2. Черные и темно-серые среднепластовые известняки . . . . .	10
3. Зеленовато-серые тонкоплитчатые мергели, чередующиеся с тонкими прослоями серых известняков . . . . .	160
4. Серые и темно-серые среднепластовые известняки . . . . .	60
5. Зеленовато-серые и желтовато-зеленые мергелистые известняки . . . . .	55
6. Серые и темно-серые, среднепластовые известняки. В них собраны гастроподы <i>Maclurites</i> . . . . .	18
7. Зеленовато-серые и желто-серые тонкопластовые известковистые мергели . . . . .	145

Общая мощность усунской свиты в разрезе по ручью Учугей-Юрях 590—600 м.

Очень сходный разрез свиты обнажается в долинах Усуна, Таганьи и их притоков. В долине ручья Таганьи в породах усунской свиты были собраны брахиоподы *Strophomena* sp. и гастроподы *Maclurites* sp.

Северо-восточнее, в долине р. Ырганджи, не удается наблюдать контакта пород свиты с подстилающими образованиями. Здесь в разрезе свиты увеличивается роль зеленовато-серых известково-мергелистых сланцев, среди которых лишь в виде отдельных прослоев мощностью от 10 до 15 м присутствуют светло-серые толстопластовые известняки. В верхней части разреза свиты в долине Ырганджи были собраны трилобиты *Asaphidae* наутилоидеи и брахиоподы *Strophomena* sp.

Видимая мощность усунской свиты здесь достигает 1000—1200 м.



Фиг. 10. Каньон руч. Учугей-Юрях в массивных известняках таганьинской свиты.

Специального разбора заслуживает вопрос о возрасте пород усунской свиты. До 1958 г. почти все геологи, работающие в пределах хребта Тас-Хаяхта, считали их возраст верхнекембрийским. Обоснованием для этого послужили одиночные находки брахиопод, сделанные в долине Ырганджи В. А. Федоровцевым (1936) и Л. К. Дубовиковым и В. К. Лежоевым (1959); среди находок была ошибочно определена верхнекембрийская форма *Billingsella coloradensis* Вагг.

В 1958 г. Л. К. Дубовикову и в 1959 г. автору в том же разрезе в породах этой свиты удалось собрать трилобитов *Asaphidae*, брахиопод *Strophomena* sp., наутилоидей *Sactorthoceras* sp. и *Geisonoceras* sp., характерных для среднего ордовика. Кроме того, в разрезах по ручьям Учугей-Юрях и Таганьи в отложениях усунской свиты были найдены брахиоподы *Strophomena* sp. и гастроподы *Maclurites* sp., указываю-

щие также на среднеордовикский возраст вмещающих их пород. Таким образом, собранные в отложениях свиты окаменелости датируют ее возраст как среднеордовикский. Все эти сборы позволяют утверждать, что в пределах хребта Тас-Хаяхта отсутствуют выходы пород верхнего кембрия.

В разрезах по Учугей-Юряху, Оюгордаху, Ыргандже и левым притокам Умбы зеленовато-серые известково-мергелистые сланцы усунской свиты совершенно согласно перекрываются мощной и довольно однородной толщей известняков таганьинской свиты.

Наиболее хорошо разрез таганьинской свиты обнажается в долине Учугей-Юряха, где в толще массивных известняков река образует узкий живописный каньон с отвесными стенками высотой до 30—50 м (фиг. 10). Схематический разрез свиты следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Серые и темно-серые среднепластовые известняки . . . . .	320
2. Темно-серые, почти черные массивные известняки с подчиненными прослоями тонко- и среднепластовых разностей, с брахиоподами <i>Rafinesquina</i> sp. и трилобитами <i>Asaphidae</i> . . . . .	175
3. Серые и тонкопластовые известняки с тонкими (до 30 см мощности) прослоями органогеннообломочных разностей. В последних были собраны брахиоподы <i>Strophomena</i> sp., <i>Rafinesquina</i> sp. и обломки трилобитов . . . . .	230
4. Чередование серых массивных известняков с зеленовато-серыми тонко- и среднепластовыми разностями. В известняках были собраны брахиоподы <i>Ortidae</i> , обломки трилобитов <i>Asaphidae</i> и остракоды . . . . .	265
5. Серые и темно-серые массивные и тонкопластовые известняки (фиг. 11) . . . . .	360
6. Серые и светло-серые среднепластовые доломитизированные известняки; в нижней части пачки встречаются линзы и прослои брекчиевидных разностей мощностью до 40—60 м . . . . .	140

Общая мощность таганьинской свиты в долине Учугей-Юряха достигает 1470—1500 м.





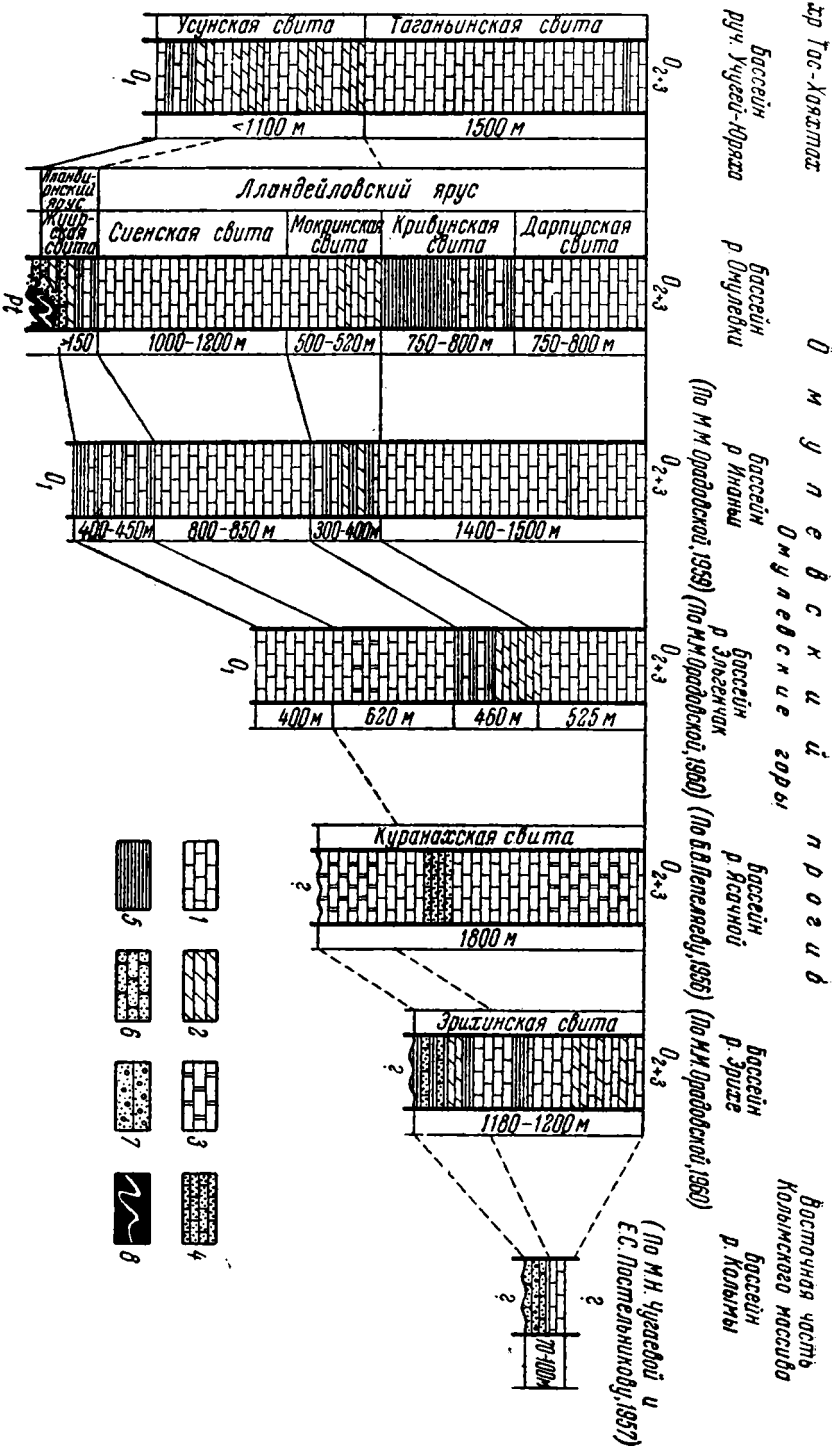
Фиг. 11. Обнажение массивных и среднеплитчатых известняков таганьинской свиты по притоку руч. Учугей-Юрях.

В долинах Таганьи, Оюгордаха, Борыллаха, Ырганджи и левого притока Умбы обнажается весьма сходный разрез отложений этой свиты. Следует отметить, что по простиранию на северо-запад в долинах Оюгордаха и Борыллаха массивные известняки постепенно сменяются тонко- и среднепластовыми глинистыми известняками, в которых были собраны наутилоидеи.

Севернее в долинах Ырганджи и Инароджи в самых низах разреза свиты были встречены прослой мощностью до 20 м оолитовых и органогеннообломочных известняков. В последних были собраны брахиоподы *Strophomena* sp.; гастроподы *Lesueurilla* sp., *Pararaphistoma* sp., *Maclurites* sp.; наутилоидеи и обломки трилобитов *Asaphidae*. Общая мощность пород таганьинской свиты в этих разрезах 1500—1600 м. Собранные в породах таганьинской свиты окаменелости датируют их возраст как среднеордовикский.

### Восточная часть Колымского массива

На обширной территории этого региона образования среднего ордовика известны лишь в бассейне Колымы, в Верхнем Половинном Камне (фиг. 12). В районе Половинного Камня среднеордовикские отложения образуют пологую антиклиналь (Чугаева, 1961). В ядре антиклинали залегают полимиктовые песчаники и конгломераты красно-бурого цвета. На крыльях располагаются брекчиевидные песчаники с двумя маломощными прослоями черных известковистых сланцев. Верхний из этих прослоев на восточном крыле антиклинали содержит многочисленные граптолиты *Didymograptus* cf. *geminus* (His.), *Phyllograptus* aff. *typus* (Hall), *Glossograptus* sp., *Pterograptus* sp., *Isograptus* sp., *Caryocris* sp., *Cyrtograptus* sp., *Trigonograptus ensiformis* (Hall). Присутствие последней формы позволяет считать возраст вмещающих пород лланвирским. К более высоким лландейловским отложениям следует относить известковые сланцы с *Climacograptus* sp., *Glossograptus* aff. *hincksi* (Hork.), обнаруженные в западном крыле структуры. Общая видимая мощность среднего ордовика в Верхнем Половинном Камне достигает 70—100 м.



Фиг. 12. Схема сопоставления разрезов среднего ордовика.

В пределах Омuleвского прогиба и в смежных с ним районах наблюдается постепенный переход между ордовиком и силуром. Однако на территории этого обширного региона фаунистически охарактеризованные образования верхнего ордовика, как правило, не выделяются. Их описывают обычно совместно с отложениями верхнего лландейло, которые, как и вышележащие образования представлены черными глинистыми сланцами и известняками, являющимися маркирующими горизонтами при геологосъемочных работах. Поэтому в данном разделе мы будем их рассматривать как единый естественный комплекс.

### Омuleвский прогиб

До последнего времени в пределах Омuleвского прогиба не были известны фаунистически охарактеризованные породы верхов среднего и верхнего ордовика. Впервые они были выделены в 1940 г. Б. В. Губачевым на правом берегу р. Таскан, а в дальнейшем — М. Н. Чугаевой и автором (Богданов и Чугаева, 1960) — в Омuleвских горах, Л. К. Дубовиковым и В. К. Лежовым (1959) и автором (Богданов, 1959) — в хребте Тас-Хаяхта, Б. В. Пепеляевым (1962) и М. М. Орадовской — в восточной части Омuleвских гор и хребта Арга-Тас.

На восточном склоне хребта Арга-Тас образования этого возраста были описаны Б. В. Пепеляевым в обрывистом берегу р. Ясачной, против устья Чемудунди, и выделены в чемудунскую свиту. Ее слагают тонкопластовые известняки и мергели зеленовато-серого цвета, чередующиеся с известковистыми сланцами и осадочными брекчиями, общей мощностью 320 м. В средней части свиты были собраны наутилоидеи *Michelinoceras* sp. и трилобиты *Ceraurinus* aff. *icarus* (Bill); последняя из этих форм характерна для верхнего ордовика Северной Америки.

В 60 км северо-западнее, в бассейне р. Эрихе и на междуречье Эрихе и Омuleвки, отложения верхов среднего и верхнего ордовика, по данным М. М. Орадовской, представлены тонкопластовыми известняками и алевролитами, чередующимися с черными глинистыми сланцами. В основании этой пачки были собраны граптолиты *Rectograptus* sp. indet., *Climacograptus* sp. indet., *Dicellograptus* sp. indet., *Diplograptus* sp. indet. верхнеордовикского облика. Общая видимая мощность пачки 430 м.

По направлению на юго-запад, в бассейнах Инаньи и ее притоков — Ини и Мирного, разрез образований этого возраста несколько меняется. Здесь основание его слагают черные глинистые сланцы с граптолитами *Dictyonema mannili* Oбуџ et Rytz k., *Dicranograptus nicholsoni* Норк., *Dicellograptus ziczac* Lapw., *Climacograptus bicornis* (Hall), *Climacograptus* sp., *Diplograptus multidentis* (Elles et Wood), *Orthograptus* ex gr. *calcaratus* Lapw., характерными для верхов лландейло и нижнего карадока. Мощность сланцев около 120—125 м. Выше они сменяются известняками, среднезернистыми косослоистыми алевролитами и зеленовато-серыми мергелями, общей мощностью 350—400 м. Мощность пород верхов среднего ордовика — верхнего ордовика здесь достигает 420—500 м.

Несколько южнее, в бассейне р. Лесной, М. М. Орадовской, на правом берегу Таскана Б. В. Губачевым, а затем А. А. Николаевым (1961) в долине ручья Ирюди был описан разрез верхнего ордовика, сложенный преимущественно коралловыми известняками мощностью до 1000 м. В верхах разреза Б. В. Губачевым были собраны кораллы *Palaeohalysites gubachevi* Sok. (in litt.), *P. mendicus* Sok. (in litt.),



Фиг. 13. Обнажение песчаных известняков харкинджинской свиты по руч. Учугей-Юряху (хр. Тас-Хаяхта).

*Troedssonites conspiratus* (Troed s.), *Saffordophyllum sibiricum* Sok. и др., датирующие верхний ордовик.

Подробно образования верхнего лландейло и верхнего отдела ордовика были описаны М. Н. Чугаевой и автором в бассейне Омудевки, в северо-западной части Омудевских гор. В долинах притоков Омудевки — ручьев Харкинджа, Бизона и Мокрого согласно на породах дарпирской свиты среднего ордовика залегают отложения харкинджинской свиты<sup>1</sup>. Она образована темно-серыми глинистыми и известково-глинистыми сланцами, известковыми алевролитами и плитчатыми песчанистыми известняками. В сланцах встречаются караваеобразные известковые конкреции. Выше по разрезу сланцы сменяются известковыми алевролитами и песчанистыми известняками с тонкими прослоями и линзами косослоистых песчаников, глинистых и известково-глинистых сланцев. В нижней части разреза свиты, по ручью Харкиндже встречаются *Dicranograptus* aff. *celticus* Elles et Wood и *Diplograptus* cf. *multidens* Elles et Wood (верхняя зона лландейловского яруса — зона *Diplograptus multidens*), примерно в 20 м выше — *Dicellograptus* ex gr. *caudatus* Lapw.; в 70 м от основания собраны: *Climacograptus* sp., *Orthograptus* ex gr. *calcāratu*s (Lapw.), *Glyptograptus* sp., *Dicranograptus* ex gr. *ramosus* (Hall), *Dicellograptus* sp., по мнению А. М. Обути, скорее всего характерные для нижней зоны карадока. Еще в 80—100 м выше собраны многочисленные граптолиты одного рода *Rectograptus*, среди которых встречаются *Rectograptus* ex gr. *truncatus* (Lapw.), характерные для среднего и верхнего карадока. В самых верхах харкинджинской свиты был встречен *Diplograptus* sp. верхнеордовикского облика.

<sup>1</sup> М. Н. Чугаева и М. М. Орадовская выделяют верхнюю часть харкинджинской свиты в самостоятельную омукскую свиту. В связи с тем, что фациально последняя очень изменчива и не может быть повсеместно закартирована даже в пределах одних Омудевских гор, автор считает ее выделение преждевременным и образования, относимые М. Н. Чугаевой и другими к омукской свите, относит к нижележащей харкинджинской.

Общая мощность свиты в бассейне среднего течения Омудевки около 350 м.

Как и в Омудевских горах, образования харкинджинской свиты венчают разрез ордовика восточной и центральной части хребта Тас-Хаяхта (фиг. 13). Они широко распространены в долинах Учугей-Юряха, Таганьи, Оюгордаха, Борыллаха и Артых-Юряха. Породы свиты согласно, без видимых следов перерыва, залегают на известняках таганьинской свиты. Наиболее полный разрез свиты удалось наблюдать в долине Учугей-Юряха (снизу вверх):

Мощность, м

- |  |     |
|--|-----|
| 1. Черные и серебристо-черные известково-глинистые и глинистые сланцы с тонкими, до 10—30 см мощностями, прослоями серых мелкозернистых известняков. В сланцах были собраны граптолиты <i>Climacograptus bicornis</i> (Hall), <i>Dicellograptus</i> sp. и <i>Diplograptus</i> sp.  | 30  |
| 2. Чередование серых и темно-серых слабопесчанистых известняков с прослоями темно-серых, почти черных глинистых и песчано-глинистых сланцев с граптолитами <i>Diplograptus multidentis</i> Elles et Wood, <i>Dictyonema</i> sp., <i>Dicellograptus divaricatus</i> Hall, <i>Dicellograptus</i> sp., <i>Dicranograptus</i> aff. <i>celticus</i> Elles et Wood, <i>Dicranograptus</i> sp., <i>Climacograptus</i> aff. <i>antiquus</i> (Hall) | 50  |
| 3. Серые и темновато-серые среднеплитчатые и массивные песчанистые известняки (см. фиг. 14). В основании пачки были встречены граптолиты <i>Dicellograptus</i> sp., <i>Dicranograptus</i> sp., <i>Climacograptus</i> ex gr. <i>bicornis</i> (Hall) и <i>Diplograptus</i> sp. indet.  | 100 |

Общая мощность харкинджинской свиты в долине р. Учугей-Юрях достигает 180 м.

Северо-западнее по простиранию, в долине ручья Оюгордах, разрез свиты в целом выдерживается. В основании его здесь среди сланцев встречаются караваеобразные известково-сидеритовые конкреции, достигающие в диаметре 30—80 см. В этой части разреза свиты были собраны граптолиты *Dicellograptus* (?) sp. indet., *Glyptograptus* sp. indet. и *Diplograptus* sp. indet.

В долине ручья Борыллах в разрезе харкинджинской свиты существенную роль играют глинистые известняки, которые фациально замещают песчанистые известняки, слагающие верхи свиты в долинах Учугей-Юряха и Оюгордаха. Здесь в сланцах средней части разреза были встречены граптолиты *Dicranograptus* sp. indet., *Climacograptus bicornis* (Hall), *Pseudoclimacograptus* aff. *scharenbergi* (Larw.) и *Orthograptus* sp. Мощность харкинджинской свиты в долинах Оюгордаха и Борыллаха достигает 200—210 м.

Описанные выше отложения харкинджинской свиты включают значительное число граптолитов, нахождение которых позволяет сделать следующие выводы о возрасте вмещающих отложений. В породах свиты были встречены граптолиты, состав которых несколько различен в нижней и средней части разреза. Для нижней его части характерны *Climacograptus bicornis* (Hall), *Dicellograptus divaricatus* Hall и *Diplograptus multidentis* Elles et Wood.

Нахождение этих видов свидетельствует о верхнелландейловском возрасте низов свиты (зона *Diplograptus multidentis*). Собранные в средней части разреза *Pseudoclimacograptus* aff. *scharenbergi* (Larw.), *Orthograptus* sp., *Dicranograptus* sp., *Dicellograptus* sp. и др., по мнению А. М. Обути, указывают на нижнюю часть карадокского яруса (иевский ярус, по Т. Н. Алиховой). Учитывая, что верхи свиты палеонтологически не охарактеризованы и выше она согласно, без следов перерыва, перекрывается породами нижнего лландовери, мы принимаем возраст всей свиты как верхний лландейло — верхний ордовик.

Иной разрез верхнего ордовика был описан Л. К. Дубовиковым и Г. П. Абаймовой (1961) на западном склоне хребта Тас-Хаяхта в бассейне р. Сюрюктях. В этом районе основание разреза образований

данного возраста слагает пачка известняков и доломитов мощностью 600—650 м, содержащих кораллы *Amzassia* sp. Выше они сменяются пестроцветными доломитами с прослоями и линзами гипсов, коралловыми и органогеннообломочными известняками с *Mezofavosites* sp., *Cyrtophyllum* sp., *Fletscheria* cf. *ristiense* Jok. и др., характерными для верхнего ордовика мощностью до 550 м. Общая мощность верхнего ордовика в этом разрезе достигает 1200 м.

### Чибагалахский прогиб

Выходы пород верхнего ордовика известны в северной части Чималгинского хребта, в долинах рек Индигирки и Чибагалах и ручьев Кунтучная, Биергичек и Солоньи. Они слагают ядро Чибагалахского антиклинория и представлены в основном метаморфическими сланцами, выделенными в биергичекскую свиту. Отложения свиты интенсивно дислоцированы и метаморфизированы. Литологически они резко отличаются от описанных выше разновозрастных образований Омудевского прогиба (фиг. 14). Наиболее полный разрез биергичекской свиты был описан в верховьях Умбы, где обнажаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Зеленые и серовато-зеленые рассланцованные кислые эффузивы . . . . .	67
2. Серые и светло-серые среднеластовые мраморизованные известняки с тонкими прослоями кварцево-мусковитовых сланцев . . . . .	200
3. Зеленые мусковитово-хлоритовые и хлорито-кварцевые сланцы, чередующиеся с тонкими (до 10 см) прослоями белых мраморизованных известняков и серых мусковитово-кварцевых сланцев . . . . .	410
4. Серые и желтовато-серые тонкополосчатые мраморизованные известняки со строматопорами <i>Beatricea</i> sp. . . . .	80
5. Чередование серых слюдястых кварцитов с серовато-зелеными кварцево-хлоритовыми сланцами . . . . .	70
6. Зеленые рассланцованные кислые эффузивы и их туфы . . . . .	200
7. Серебристо-серые кварцево-мусковитовые сланцы . . . . .	100
8. Тонкое чередование темно-серых кварцево-полевошпатовых и зеленых кварцево-хлоритовых сланцев . . . . .	260
9. Зеленые и светло-зеленые кварцево-хлоритовые сланцы, чередующиеся с тонкими прослоями серых, почти белых кварцево-известковистых сланцев и ангидритов . . . . .	215

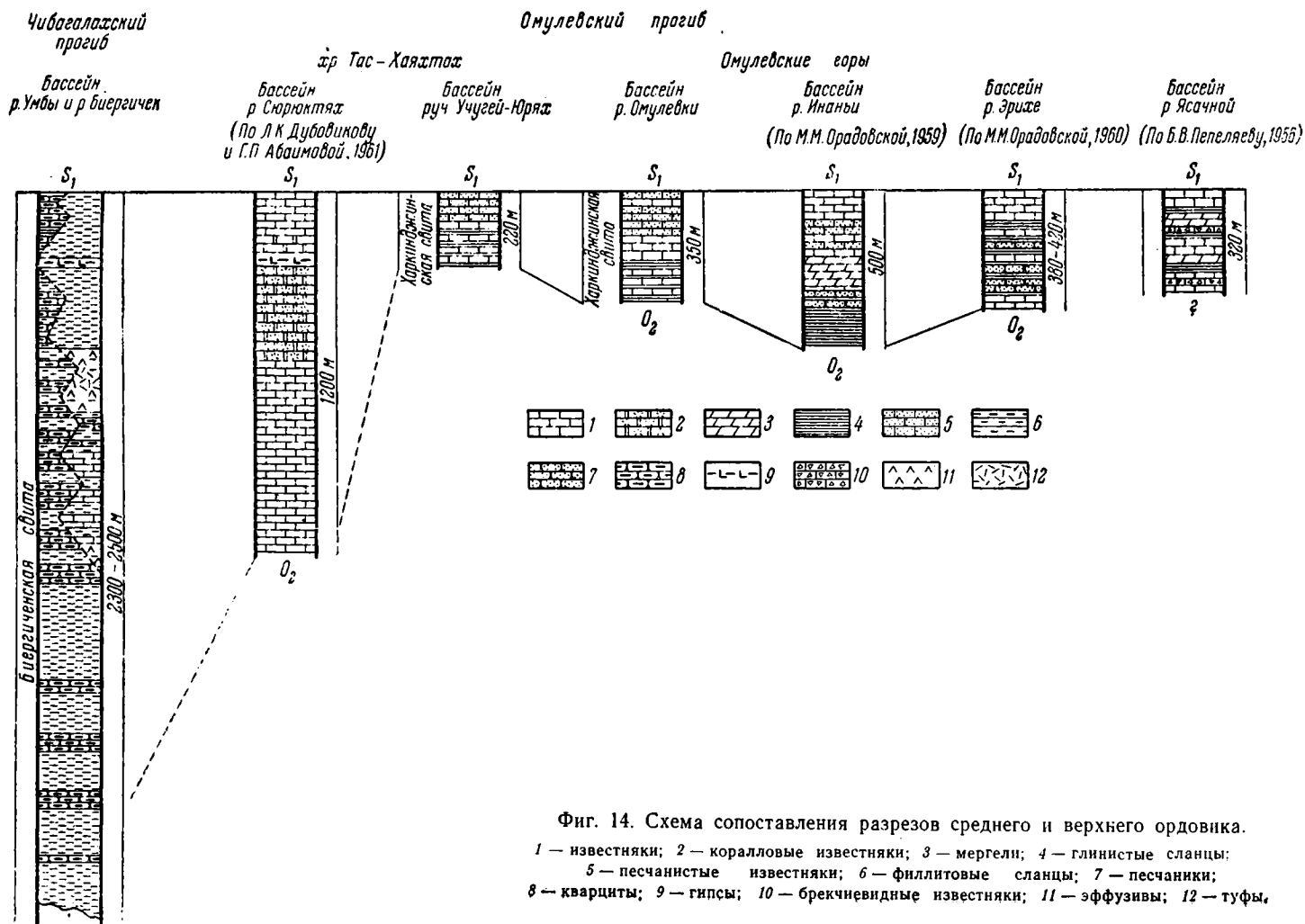
Общая видимая мощность биергичекской свиты достигает 1600 м.

В бассейнах Индигирки и Чибагалах, по данным Л. Н. Попова (1961), в верхней части разреза свиты увеличивается количество прослоев мраморизованных известняков. Видимая мощность ее здесь 1000—1500 м.

По направлению на север разрез биергичекской свиты фациально несколько изменяется. В долине р. Биергичек и по его притокам основные свиты сложены черными и серебристо-серыми кварцево-серицитовыми и филлитовыми сланцами.

Выше они сменяются кварцитовидными песчаниками, чередующимися с филлитовыми сланцами. Верхняя часть разреза свиты образована красно-бурыми кварцитовидными песчаниками с тонкими прослоями темно-серых филлитовых сланцев и линзой ангидритов. Общая видимая мощность отложений биергичекской свиты здесь достигает 2000—2400 м. Весьма сходный разрез свиты был прослежен Г. Н. Логиновой на север до нижнего течения р. Догдо.

Палеонтологически отложения биергичекской свиты слабо охарактеризованы. В них были собраны строматопоры *Beatricea* sp., известные в Северной Америке в образованиях верхнего ордовика. Учитывая, что породы биергичекской свиты согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными известняками нижнего силура, мы условно относим ее к среднему и верхнему ордовика.



Фиг. 14. Схема сопоставления разрезов среднего и верхнего ордовика.

1 — известняки; 2 — коралловые известняки; 3 — мергели; 4 — глинистые сланцы;  
5 — песчанистые известняки; 6 — филлитовые сланцы; 7 — песчаники;  
8 — кварциты; 9 — гипсы; 10 — брекчневидные известняки; 11 — эффузивы; 12 — туфы.

Остановимся теперь на некоторых общих чертах разреза ордовика описываемого региона.

Отложения всех отделов ордовика в пределах Омулевского прогиба представлены толщами значительной мощности. Наиболее полно изучены разрезы Омулевских гор. Сопоставление разрезов ордовика этих, а также и других районов позволяет прийти к следующим основным выводам.

1. Описанный комплекс образований ордовика представлен преимущественно карбонатными породами. Исключение составляют ордовикские толщи Чибгалахского прогиба, где они сложены мощными терригенными отложениями. В образованиях ордовика отсутствуют несогласия и перерывы.

2. Разрез ордовика Омулевского прогиба достаточно устойчив. Выделенные в Омулевских горах свиты прослеживаются на значительные расстояния. Сокращение мощности среднего ордовика в бассейнах Красивого, Харкинджи и Нючаги свидетельствует, что здесь располагалось небольшое антиклинальное поднятие, разделявшее центральную часть прогиба и его северо-восточный борт. Общая максимальная мощность ордовика в пределах центральной части прогиба Черского достигает 5300—6000 м.

3. Ордовик Чибгалахского прогиба, как уже отмечалось, представлен в основном терригенными породами. К сожалению, метаморфизм этих пород, слабая палеонтологическая характеристика и значительные различия отдельных разрезов внутри прогиба затрудняют их сопоставление. Учитывая, что мощность верхнего ордовика (?) здесь достигает 2000—2500 м, можно предполагать, что общая мощность отложений этого возраста здесь больше, чем в Омулевском прогибе.

4. В пределах восточной части Колымского массива ордовикские образования существенно отличаются от одновозрастных отложений смежных районов по своим мощностям и фациям. Для этой территории характерен маломощный (до 400—500 м) разрез прибрежных по своему характеру образований. Вопрос о наличии перерывов в ордовике для этого района в настоящее время не может быть решен, так как здесь нигде не наблюдались в сплошном разрезе нижне-, средне- и верхнеордовикские образования.

## Силур

Образования силура развиты в тех же районах, где и верхнеордовикские, и связаны с последними постепенным переходом. Они слагают крылья и центральные части синклиналичных структур. Почти повсеместно в толще силурийских пород выделяются отложения нижнего и верхнего его отделов.

### Нижний силур

Породы нижнесилурийского возраста известны в пределах всех трех структурно-фациальных зон. Наиболее полно и хорошо они изучены в Омулевском прогибе.

### Омулевский прогиб

Отложения нижнего силура северо-восточной части прогиба впервые были описаны в работах С. В. Новикова и П. И. Скорнякова (1936), Ю. Н. Трушкова (1938) и А. В. Зимкина (1938<sub>2</sub>).



Значительно позднее породы этого возраста были детально изучены А. А. Николаевым (1958) в Омудевских горах. К образованиям нижнего силура он относил четыре, литологически отличные одна от другой, свиты: кривунскую (нижний лландовери), дарпирскую (средний лландовери) и омулевскую (средний и верхний лландовери) и отложения венлока. В дальнейшем автор и М. Н. Чугаева (Богданов, Чугаева, 1960) установили, что часть отложений, относимых ранее А. А. Николаевым к лландовери (кривунская и дарпирская свиты), — ордовикские, а к омулевской свите были отнесены все породы лландоверийского и венлокского возраста.

В последние годы изучением стратиграфии нижнего силура в различных районах Омудевского прогиба занимались Л. К. Дубовиков и В. К. Лежоев (1959), М. М. Орадовская, Б. В. Пепеляев и другие.

В северо-восточной части прогиба образования нижнего силура наиболее подробно были описаны М. М. Орадовской в среднем течении Омудевки. Здесь, в 1 км выше устья ручья Сланцевого, в основании их разреза залегают брекчиевидные известняки и известковистые брекчии, выше сменяющиеся чередующимися известковыми алевролитами, известняками, мергелями и алевролитами с *Monograptus* sp., лландоверийского облика. Мощность этой пачки достигает 200 м. Верхняя часть разреза сложена алевролитами и известняками мощностью до 50 м. В основании этой пачки были собраны граптолиты *Pristiograptus* sp., *Oktafites planus* (Вагг.), *Monograptus priodon* (Вогпн.) и *Monograptus* sp. и др., характерные для нижнего венлока.

Юго-западнее, в бассейне Инаньи, по ее притоку — ручью Мирному, разрез нижнего силура несколько увеличивается в мощности. Слагающие низы этого разреза разнопластовые известняки и известковистые алевролиты чередуются с тонкими прослоями песчаников и мергелей и имеют мощность около 250 м. Выше они перекрываются черными глинистыми сланцами и серыми тонкопластовыми известняками, мощность которых 250 м, с обильными граптолитами лландовери — *Pristiograptus* cf. *gregarius* Ларуе., *Monograptus incommadus* Тогпн., *Glyptograptus* sp., *Dictyonema* sp. Общая мощность нижнего силура в бассейне Инаньи 500 м.

В верхнем течении Омудевки мощность пород нижнего силура вновь уменьшается и литологически они несколько меняются. Здесь образования этого возраста выделяются в омулевскую свиту. В долине левого притока Омудевки — ручья Мокрого — М. Н. Чугаева установила, что выше песчанистых известняков харкинджинской свиты ордовика после некоторого перерыва в обнажениях наблюдается следующий разрез:

Мощность, м

1. Серые песчанистые известняки, чередующиеся с известково-глинистыми сланцами с <i>Petalolithus palmeus</i> (Вагг.), <i>Pernerograptus</i> ex gr. <i>revolutus</i> Китчн., <i>Climacograptus</i> sp., indet., <i>Monograptus</i> sp., <i>Diversograptus</i> sp. (верхняя часть нижнего — средний лландовери)	10
2. Черные известково-глинистые сланцы и глинистые известняки с линзовидными включениями известковых конгломератов	30
3. Черные плитчатые глинистые сланцы с прослоями серых известняков. В сланцах собраны граптолиты <i>Retiolites</i> sp., <i>Monograptus holli</i> (Вагг.), <i>M. marri</i> Реннер, <i>Monograptus</i> sp., <i>Spirograptus turriculatus</i> (Вагг.), <i>Streptograptus exiquens</i> (Nich.) (низы венлока — зона <i>Spirograptus turriculatus</i> )	10
4. Тонкозернистые плитчатые известняки с тонкими глинистыми примазками	4
5. Плитчатые светлые известняки с прослоями грубообломочных известняков и известняковых конгломератов	50—70
6. Известняково-глинистые сланцы с <i>Monograptus</i> sp. indet.	10—12
7. Серые зернистые известняки с тонкими глинистыми примазками. В известняках были собраны <i>Monograptus flemingi</i> (Salt), <i>M. testus</i> (Вагг.), датирующие верх венлока	35

Мощность омулевской свиты в долине ручья Мокрого 170—180 м.

Следует отметить, что в этом разрезе почти не представлен комплекс граптолитов среднего лландовери, который наиболее богат в других разрезах Омулевских гор, по долинам Бизона и Харкинджи, и был описан А. А. Николаевым (1958) и А. М. Обутом. Мощности омулевской свиты в западной части Омулевских гор непостоянна и меняется от 180—160 м по р. Бизон до 200—230 м по р. Харкиндже.

Породы нижнего силура широко развиты и в хребте Тас-Хаяхта. В восточной его части, так же как и в Омулевских горах, они выделяются в омулевскую свиту. Отложения свиты обнажаются в долинах Учугей-Юреха (Богданов, 1959), Оюгордаха, Борыллаха, Нахатты, Артых-Юреха и повсеместно согласно залегают на породах харкинджинской свиты ордовика.

В долине Учугей-Юреха обнажается следующий разрез свиты (снизу вверх):

Мощность, м

- |   |    |
|---|----|
| 1. Чередование черных тонкослоистых глинистых сланцев и темно-серых тонкопластовых известняков. В сланцах встречаются караваеобразные известково-сидеритовые конкреции до 30—40 см в диаметре. В основании пачки были собраны граптолиты <i>Diplograptus</i> sp. indet., <i>Monograptus</i> sp. и <i>Pernorograptus</i> sp., в верхах ее встречаются <i>Monograptus</i> aff. <i>sedgwicki</i> (M'Coу) и <i>Diplograptus</i> sp. . . . . . | 80 |
| 2. Серые и светло-серые среднепластовые известняки . . . . .  | 50 |
| 3. Чередование черных известково-глинистых сланцев и темно-серых полосчатых тонкоплитчатых известняков с <i>Monograptus</i> ex gr. <i>flemingi</i> (Salt.), <i>Cyrtograptus</i> sp. и <i>Pristiograptus</i> sp. . . . . .   | 70 |

Общая мощность омулевской свиты в этом разрезе 200 м.

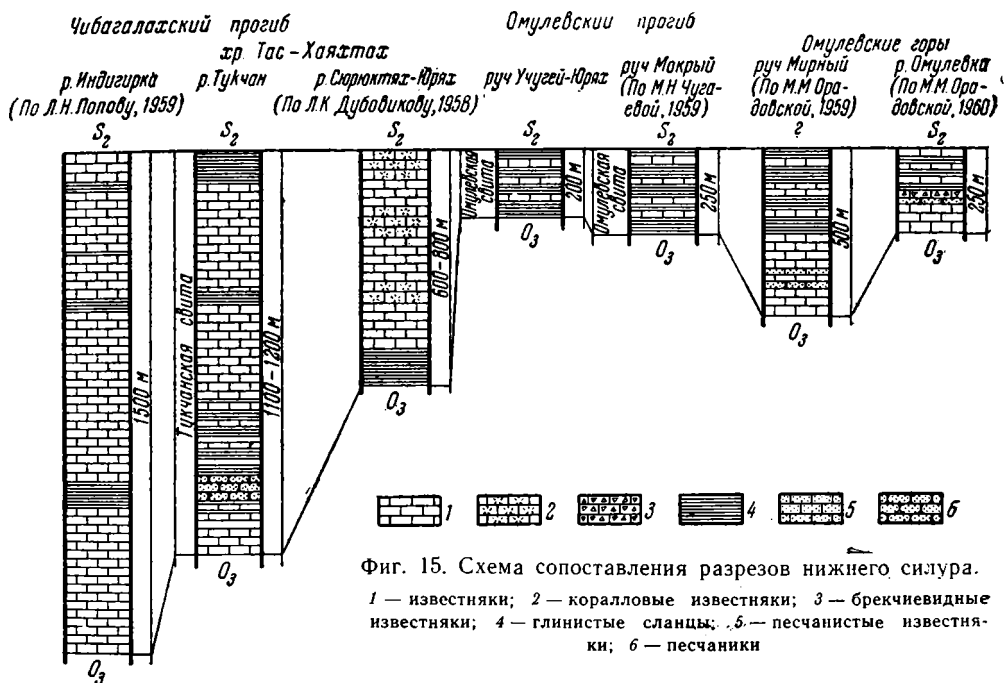
Весьма сходно построена свита и в других разрезах. В долине ручья Оюгордах в нижней половине разреза свиты были собраны граптолиты *Pseudoclimacograptus hyghesi* (Nich.), *Hederograptus* sp., *Petalograptus* ex gr. *palmeus* (Barr.), *Pristiograptus* sp. indet., *Pernorograptus revolutus* (Kurck), *Pernorograptus* ex gr. *argentecus* (Nich.), *Rastrites longispinus* Perneg.

Севернее, в долине ручья Артых-Юрех, в более высоких горизонтах были найдены *Rapniclograptus tornguisti* Elles et Wodd., *Clumacograptus* sp., *Diplograptus* (S. l.) sp. indet., *Petalograptus* sp., *Pristiograptus* cf. *gregarius* (Lapw.), *Pristiograptus* sp., *Monograptus lobiferus* (M'Coу), *Pernorograptus* sp., и *Demirastrites* ex gr. *triangulatus* (Harkness) и в самых верхах свиты — *Monograptus* sp. и *Monograptus inornatus* Elles et Wood.

Мощность омулевской свиты в этих разрезах не превышает 220—250 м.

Собранные в этом районе в породах свиты граптолиты позволяют сделать вывод о ее возрасте. В глинистых сланцах, непосредственно перекрывающих харкинджинские известняки, были найдены граптолиты плохой сохранности, среди которых удалось определить *Monograptus* sp., *Diplograptus* sp. indet. и *Pernorograptus* sp., датирующие возраст этой части разреза как верхи нижнего лландовери. Встреченные в средней части разреза *Pseudoclimacograptus hyghesi* (Nicholson), *Petalograptus* ex gr. *palmeus* (Barrande), *Pernorograptus revolutus* (Kurck), *Rastrites longispinus* Perneg., *Monograptus lobiferus* (M'Coу) и др. указывают на средний лландовери, а граптолиты *Monograptus* sp. и *Monograptus inornatus* (Harkness), собранные в сланцах верхов свиты, свидетельствуют о верхневенлокском их возрасте (зона *Monograptus inornatus*). В целом омулевская свита с достаточным основанием может быть отнесена к лландоверию и венлокскому ярусам нижнего силура.

В западной части хребта Тас-Хаяхтах нижний силур резко увеличивается в мощности (фиг. 15). Здесь Л. К. Дубовиковым по ручью Упор (приток р. Чибгалаха) был описан следующий разрез пород этого возраста. Основание разреза образуют черные глинистые сланцы с граптолитами *Glyptograptus* sp., *Hedrograptus* ex gr. *janischewskyi* O but, *Petalolithus folim* (Hisinger), *P. minor* (Ellis), *Monograptus lobi-*



Фиг. 15. Схема сопоставления разрезов нижнего силура.

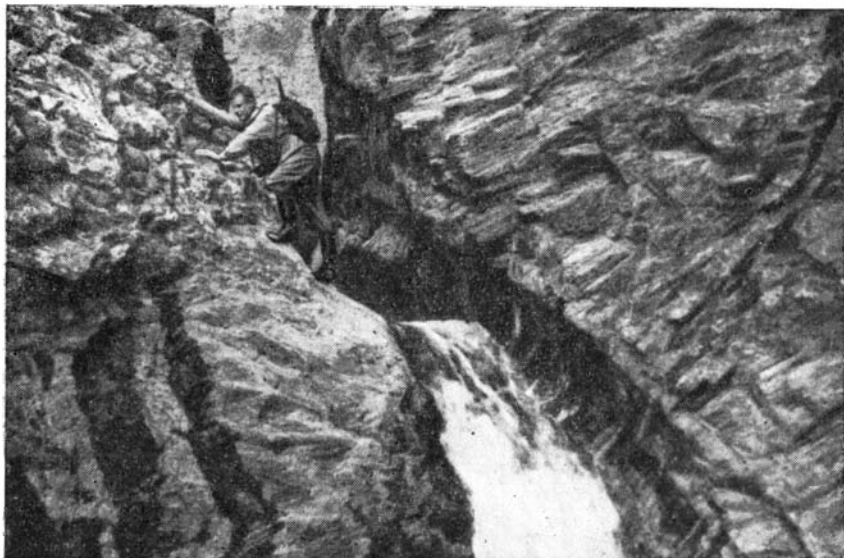
1 — известняки; 2 — коралловые известняки; 3 — брекчиевидные известняки; 4 — глинистые сланцы; 5 — песчаные известняки; 6 — песчаники

*ferus* M' Соу, *Rastrites peregrinus* Вагг.; мощность 110 м. Сланцы перекрываются глинистыми известняками и известняками с кораллами плохой сохранности, мощностью около 750 м. Верхи разреза образованы серыми и светло-серыми известняками со строматопорами *Clathrodictyon* sp.; мощность 360 м. Общая мощность карбонатных пород нижнего силура в долине ручья Упор достигает 1150—1200 м. Весьма сходный разрез нижнего силура прослеживается далее на север в бассейнах Хобочало и Ыганджи (Датна I), однако мощность его здесь несколько уменьшается и достигает 600—800 м.

### Чибгалахский прогиб

Отложения нижнего силура Чибгалахского прогиба фациально отличаются от одновозрастных образований Омuleвского прогиба. Они были изучены автором в долинах Тукчана, Умбы и в верховьях притоков Биергичека, а также Г. Н. Логиновой в верховьях Чибгалаха и Л. Н. Поповым (1959) и К. И. Сусидко в долине Индигирки, у устья Чибгалаха.

В долине Тукчана и в верховьях левых притоков Умбы образования нижнего силура, выделенные в тукчанскую свиту, представлены мраморизованными известняками, чередующимися с кварцитовидными песчаниками и метаморфическими сланцами, и совершенно согласно налегают на сланцы биергической свиты.



Фиг. 16. Обнажение кварцитовидных песчаников тукчанской свиты по правому притоку р. Биергичек.



Фиг. 17. Массивные толстоплитчатые известняки тукчанской свиты (р. Умба).

В верховьях правого притока Биергичека обнажается следующий разрез свиты (снизу вверх):

Мощность, м

1. Темно-серые мраморизованные крупнокристаллические известняки, пронизанные большим количеством прожилков кальцита. В известняках были собраны кораллы <i>Palaeofavosites longispinus</i> Tchern., <i>Favosites</i> sp., <i>Mesofavosites</i> sp., <i>Syringopora</i> sp., <i>Catenipora</i> aff. <i>parallelus</i> Schmidt, <i>C. aff. gothlandicus</i> Yabe, <i>C. vulgaris</i> Tchern. . . . .	70
2. Серые, интенсивно рассланцованные кварциты . . . . .	25
3. Чередование темно-серых мраморизованных известняков с кварцево-серицитовыми сланцами . . . . .	60
4. Темно-серые рассланцованные кварцитовидные песчаники (фиг. 16) . . . . .	70
5. Зеленые серицито-кварцевые и кварцево-хлоритовые сланцы с тонкими прослоями мраморизованных известняков и кварцитовидных песчаников . . . . .	200
6. Чередование массивных среднелитчатых известняков с черными филлитовыми сланцами . . . . .	70
7. Серые и темно-серые мраморизованные известняки . . . . .	235
8. Зеленовато-серые мусковитово-кварцевые сланцы . . . . .	40
9. Темно-серые массивные мраморизованные известняки (фиг. 17) . . . . .	200
10. Серые тонкослоистые кварцево-хлоритовые сланцы с <i>Favosites</i> sp., <i>Fav. cf. forbesi</i> var. <i>coreanicus</i> (Ozaki) . . . . .	100

Общая мощность тукчанской свиты около 1200 м.

В отложениях тукчанской свиты, в нижней и верхней частях ее разреза были собраны кораллы, из которых *Palaeofavosites longispinus* Tchern., *Catenipora* aff. *parallelus* Schmidt, *C. aff. gothlandicus* Yabe и *C. vulgaris* Tchern. характерны для лландовери. Учитывая, что выше по разрезу породы тукчанской свиты согласно перекрываются образованиями лудлоу, возраст свиты принимается как нижнесилурийский.

Литологически сходный разрез нижнего силура наблюдался Г. Н. Логиновой и В. К. Лежоевым, севернее, в бассейне Хара-Салы, а также Л. Н. Поповым (1959) на правом берегу Индигирки, в устье Чибагалаха.

По данным Л. Н. Попова и К. И. Сусидко, здесь в составе образований этого возраста преобладают мраморизованные и доломитизированные известняки, чередующиеся с мергелистыми и мергелисто-известковистыми сланцами, общей мощностью около 1500 м.

### Верхний силур — нижний девон

Образования верхнего силура — нижнего девона известны в пределах всей юго-западной части Колымского срединного массива. С той или иной степенью детальности они были описаны в работах почти всех геологов, изучавших эти районы. Наиболее подробно отложения этого возраста были изучены А. А. Николаевым (1958), автором и М. Н. Чугаевой (Богданов, Чугаева, 1960) в Омuleвских горах, Л. К. Дубовиковым и автором в хребте Тас-Хаяхта, где все исследователи выделяют в них две толщи: нижнюю, соответствующую по возрасту нижнему лудлоу, палеонтологически слабо охарактеризованную, и верхнюю — верхнего лудлоу — жединского яруса нижнего девона, содержащую многочисленные табуляты. Однако разделение образований силура и девона не было проведено, поэтому мы рассматриваем совместно образования и верхнего силура и нижние пограничные слои девона.

### Омuleвский прогиб

Самые ранние сведения относительно фаунистически охарактеризованных отложений верхнего силура — нижнего девона прогиба были опубликованы в тридцатых годах в статьях С. В. Обручева (1933),

С. В. Новикова и П. И. Скорнякова (1936), В. А. Федорцева (1936), Ю. Н. Трушкова (1938) и А. В. Зимкина (1938<sub>2</sub>). Несколько позднее отложения этого возраста были описаны В. П. Фагутовым, В. К. Лезюевым, А. А. Николаевым (1958) и другими.

В северо-восточной части Омудевского прогиба образования верхнего силура — нижнего девона были описаны в долине р. Зырянки в хребте Арга-Тас А. В. Зимкиным (1938<sub>2</sub>). По данным этого исследователя, на водоразделе между Зырянкой и Калгаром обнажаются мраморизованные серые известняки и розовые песчанистые известняки, сменяющиеся в верхах разреза коралловыми и брекчиевидными разностями и содержащие брахиоподы и кораллы верхнесилурийского — нижнедевонского облика. Мощность этой толщи около 1400—1500 м.

По направлению на юго-запад, в долине р. Омчикан, отложения верхнего силура представлены белыми массивными доломитами бизонской свиты<sup>1</sup>, мощностью до 1000 м; в них были собраны *Conchidium* sp. нижнего лудлоу. Юго-западнее, в долине Омудевки, у устья ручья Снежного, по данным М. М. Орадovской, мощность пород этого возраста значительно сокращается. Здесь, в основании разреза, образования бизонской свиты представлены пестроцветными мергелями и доломитами, выше сменяющимися белыми массивными доломитами, общей мощностью 550—600 м. Доломиты бизонской свиты в этом разрезе согласно перекрываются породами нелюдимской свиты<sup>2</sup>. Основание последней слагают темно-серые известняки с маломощными прослоями известняков с обильными табуляторами *Favosites coreanicus* Ozaki var. *graciosa* Rukh. и *Fav. coreanicus* Ozaki. Выше они сменяются плитчатыми и тонкоплитчатыми известняками с *Stereophyllum floriforme* Sock. и *Thamnopora* sp., характерными для верхов силура — нижнего девона. Мощность свиты здесь около 400 м.

Весьма сходный разрез пород этого возраста был изучен А. А. Николаевым (1958), затем автором и М. Н. Чугаевой (Богданов, Чугаева, 1960) в Омудевских горах. В центральной части гор, в долине среднего течения ручья Красивого, на породах нижнего силура совершенно согласно залегают образования бизонской свиты. Схематический разрез ее следующий (снизу вверх):

Мощность, м

1. Серые плитчатые доломитизированные известняки с редкими прослоями известняковистых сланцев с граптолитами <i>Monograptus</i> sp. indet. лудловского облика . . . . .	20
2. Розовые и светло-желтые среднепластовые доломиты . . . . .	50
3. Чередование серых доломитов с запахом сероводорода со среднезернистыми желтыми и розовыми доломитами . . . . .	15
4. Серые тонкоплитчатые доломиты . . . . .	100

Общая мощность свиты 185 м.

Собранные в породах свиты *Monograptus* sp., а также *Conchidium vogulicum kolymensis* Nikif. (in coll.), *Protathyris* sp. и *Turritoma* sp. (сборы А. А. Николаева по р. Вечерней) датируют их возраст как нижнелудловский. На светлых доломитах бизонской свиты в том же разрезе согласно залегают известняки нелюдимской свиты (снизу вверх):

<sup>1</sup> Название «бизонская свита» для низов лудлоу в Омудевских горах впервые было предложено автором и М. Н. Чугаевой (Богданов, Чугаева, 1960).

<sup>2</sup> Нелюдимская свита была выделена в Омудевских горах А. А. Николаевым (1958).

1. Темно-серые тонкопластовые известняки . . . . .	85
2. Серые доломитизированные известняки с табулятами <i>Favosites socialis</i> Sok., <i>Fav. socialis</i> var. <i>maior</i> Sok. . . . .	135—140
3. Серые доломиты с прослоями известняков, переполненных табулятами <i>Favosites forbesi</i> M. Edw. et Heime, <i>Fav. forbesi</i> var. <i>kana</i> Rukh., <i>Fav. socialis</i> var. <i>maior</i> Sok., <i>Favosites</i> sp. . . . .	80
4. Темно-серые известняки, доломитизированные известняки и доломиты с <i>Favosites</i> sp., <i>Squamefavosites multiporites</i> (Rukh.), <i>Alveolites longicellatus</i> Tchern., <i>Thamnopora</i> (?) sp. . . . .	70

Общая мощность нелюдимской свиты в среднем течении ручья Красивого достигает 340 м.

Сходно построена свита и в других разрезах Омудевских гор, где также сохраняется наиболее характерный ее признак — присутствие прослоев, переполненных колониальными кораллами. В долине ручья Салага в самых верхах свиты, кроме кораллов *Favosites* sp., *Thamnopora* aff. *yavorskyi* Dubat., *Th. elegantula* Tchud. и *Thamnopora* sp., были собраны брахиоподы *Carinatina* ex gr. *arimaspus* Eichw., *Deltyris* cf. *tiro* Vagr., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. и *Punctatrypa* sp.

Собранные в средней части нелюдимской свиты многочисленные кораллы *Favosites inanmilatus* Tchern., *Fav. socialis* Sok. характерны для верхних горизонтов лудлоу. В самых верхах свиты встречены заведомо девонские табуляты *Thamnopora elegantula* Tchud., *Th. yavorskyi* Dubat. и брахиоподы *Carination* ex gr. *arimaspus* Eichw. и *Deltyris* cf. *tiro* Vagr. На основании этих данных возраст свиты принимается как верхний лудлоу — жединский ярус нижнего девона. Граница между силуром и девоном проходит внутри нелюдимской свиты.

Общая мощность верхнего силура — низов девона в среднем течении ручья Красивого 530 м. Приблизительно такая же мощность этих образований и севернее, в долинах рек Харкинджи (300—450 м) и Омукки (450 м), а по направлению на юго-запад мощность этих отложений резко возрастает и достигает 1000—1200 м в долине ручья Параллельного и в верховьях ручья Красивого. Одновременно в этой толще резко увеличивается количество прослоев пелитоморфных известняков и относительно уменьшается мощность прослоев коралловых разностей и доломитов.

В хребте Тас-Хаяхта верхнесилурийские — нижнедевонские отложения особенно широко распространены на восточных его отрогах. Здесь, так же как и в Омудевских горах, в породах этого возраста выделяются две свиты: умбинская — нижнего лудлоу и датнинская — верхнего лудлоу — нижнего девона, связанные между собой постепенными переходами. Породы умбинской свиты на восточных отрогах хр. Тас-Хаяхта обнажаются в долинах Умбы, Оюгордаха, Борыллаха, Дадыньи и Куранах-Юряха. Повсеместно они представлены мощной толщей карбонатных образований. В долине левого крупного притока Умбы на граптолитовых сланцах омудевской свиты залегают (снизу вверх):

1. Светло-серые массивные известняки с тонкой полосчатостью . . . . .	490
2. Серые и темно-серые массивные доломитизированные известняки с гастролодами плохой сохранности . . . . .	400
3. Красные доломиты, чередующиеся с известняковистыми мергелями . . . . .	300
4. Серые массивные доломитизированные известняки . . . . .	200
5. Красные доломиты и известковистые мергели . . . . .	80
6. Серые и темно-серые доломитизированные известняки с табулятами <i>Favosites</i> cf. <i>niagarensis</i> Hall и <i>Favosites</i> sp. . . . .	100

Общая мощность пород умбинской свиты здесь достигает 1700—1800 м.

По простиранию образования свиты прослеживаются и в северо-восточной части хребта, в бассейне р. Куранах-Юрях. Здесь на светлых доломитизированных известняках умбинской свиты залегают породы датнинской свиты. Основание последней слагают темно-серые, почти черные глинистые известняки, которые выше по разрезу сменяются тонкоплитчатыми доломитизированными и органогеннообломочными известняками. Верхняя часть свиты образована серыми массивными известняками, чередующимися с прослоями коралловых известняков, мощность которых обычно не превышает 25—40 м.

В них Ю. Г. Крежевских были собраны *Favosites cf. hisingeri* M. Edw. et Heime, *Fav. cf. forbesi* M. Edw. et Heime, *Fav. ex gr. coreanicus* Ozaki и др., датирующие возраст свиты как верхнелудловский — нижнедевонский. Обычная мощность свиты в этих разрезах достигает 1000—1100 м.

В центральной и западной частях хребта Тас-Хаяхтах разрез верхнесилурийских — нижнедевонских образований существенно меняется. Повсеместно и в этом районе они согласно, без перерыва, залегают на породах нижнего силура. Наиболее полно верхнесилурийские — нижнедевонские отложения представлены в долине Ыганджи (Датна I) — правого притока Догдо. Схематически разрез умбинской свиты здесь следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Желтые и розовые тонкоплитчатые доломитизированные известняки . . . . .	140
2. Чередование темно-серых среднеплитчатых известняков и розовых доломитов с амфипорами, полностью перекристаллизованными . . . . .	250
3. Черные массивные известняки . . . . .	250—300
4. Крупно- и мелкообломочные брекчиевидные конгломераты с галькой и брекчиевидными обломками известняков низов разреза свиты. Размеры их иногда достигают 30—50 см в поперечнике (фиг. 18) . . . . .	50—60
5. Темно-серые тонкоплитчатые мергели . . . . .	200
6. Серые и белые сахаровидные массивные доломиты . . . . .	300

Мощность пород свиты в долине Ыганджи достигает 1200—1250 м.

Породы умбинской свиты в долине этой реки согласно перекрываются отложениями датнинской свиты. Основание свиты образовано серыми и темно-серыми тонкополосчатыми коралловыми известняками (фиг. 19). Выше по разрезу они сменяются чередованием серых тонкослоистых коралловых известняков и черных глинистых известняков. Верх свиты слагают серые толстопластовые пелитоморфные известняки с отдельными прослоями коралловых разностей. Возраст свиты устанавливается в основном по кораллам, среди которых наряду с верхнелудловскими видами — *Favosites forbesi* M. Edw. et Heime, *Fav. aff. coreaniformis* Sok., *Squameofavosites* sp., *Dictyofavosites aff. tchernajaensis* Dubat. и др. появляются и нижнедевонские — *Striatopora tschichatschewi* Peetz., *Parastriatopora rzonnickajae* Dubat. и *Pseudomicroplasma* sp.

Общая мощность пород датнинской свиты 640 м.

Весьма сходный разрез верхнего силура — нижнего девона наблюдается и в северных отрогах хребта и описан Р. Н. Титовым и Г. А. Гребенниковым. Следует только отметить, что по простиранию с северо-запада на юго-восток горизонт брекчиевидных конгломератов низов умбинской свиты постепенно выклинивается.

На западных отрогах хребта Тас-Хаяхтах разрез верхнего силура — нижнего девона весьма сходен с разрезами центральной части хребта. Однако в этих разрезах значительно уменьшается количество прослоев коралловых известняков. Таким образом, в пределах хребта Тас-Хаяхтах по направлению с востока на запад суммарная мощность верхнесилурийских и нижнедевонских образований сокращается от 2800—3000 до 1800—2000 м.





Фиг. 18. Известковые конглобрекчи низов умбинской свиты  
(р. Датна).



Фиг. 19. Массивные коралловые известняки датнинской свиты, обнажающиеся по р. Дадынья (хр. Тас-Хаяхта).

Верхнесилурийские — нижедевонские образования Чибагалахского прогиба литологически сходны с отложениями того же возраста Омуплевского прогиба. Однако только в бассейне Индигирки, у устья Чибагалаха, наблюдается полный разрез пород этого возраста; в остальных районах верхи данной толщи не обнажены. В северных частях прогиба верхнесилурийские — нижедевонские породы были изучены и описаны Л. К. Дубовиковым и В. К. Лежеевым (1959), автором (Богданов, 1961<sub>2</sub>) и другими, а в южной — Л. Н. Поповым (1959) и В. В. Шевченко (1961).

В северной части Чибагалахского прогиба породы верхнего силура широко распространены в бассейнах рек Хара-Сала, Биергачека, Тукчана, где они выделяются в табандинскую свиту. В верховьях левых притоков Биергачека и в долине ручья Табанда-Сене основание свиты слагают черные и серые разнослоистые мраморизованные известняки с тонкими прослоями кварцитовидных песчаников и черных филлитовых сланцев, общей мощностью около 400 м. Выше они сменяются чередующимися кварцитовидными песчаниками и тонкослоистыми глинистыми песчаниками, общей мощностью до 450 м. Верхи разреза свиты в долинах этих рек не обнажены. В верхней части табандинской свиты были собраны табуляты, среди которых Ю. И. Тесаков определил *Favosites forbesi* var. *coreanicus* (Ozaki), *Favosites* sp. и др. низов верхнего силура. Общая видимая мощность табандинской свиты около 850 м.

Весьма сходный разрез пород этого возраста наблюдался Л. К. Дубовиковым и В. К. Лежеевым (1959) и другими исследователями в бассейне Хара-Сала.

Южнее, в месте нападения Чибагалаха в Индигирку и в долине правого притока Индигирки — ручья Учча, Л. Н. Попов (1959) и В. В. Шевченко (1961) в толще верхнесилурийских и нижедевонских образований выделяют две пачки: нижнюю (верхнего силура), сложенную доломитизированными и мергелистыми известняками, переслаивающимися с известковистыми песчаниками и глинистыми сланцами, мощностью до 900—1200 м и верхнюю (верхнего силура — нижнего девона), сложенную черными глинистыми и битуминозными известняками с кораллами *Favosites coreaniformis* Sok., *Thamnopora* sp. indet. и др., песчанистыми известняками и линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов, общей мощностью 1100—1200 м.

В более южных районах палеозойские породы Чибагалахского прогиба не выходят на дневную поверхность.

### Восточная часть Колымского массива

В пределах этого обширного региона образования верхнего силура — нижнего девона известны лишь в долине р. Колымы в разрезах Половинного Камня и Известкового карьера. Здесь они в последние годы были детально изучены и описаны Е. С. Постельниковым и Ю. М. Пушаровским (1959) и М. И. Тереховым. В Известковом карьере, по данным этих исследователей, низы толщи не обнажены. В целом она представлена чередованием тонкополосчатых песчанистых известняков и доломитов со средне- и тонкослоистыми коралловыми известняками и табулятами *Favosites forbesi* var. *kana* Rukh., *Fav. forbesi* M. Edw. et Heime, *Fav. kemali* Heritsch et Gartner, *Fav. brunsitzini* Peetz и др., датирующими возраст вмещающих их образований как верхи лудлоу — нижний девон. Мощность их в Известковом карьере 440 м. В Половинном Камне обнажается лишь незначительный

по мощности (до 30—50 м) выход коралловых известняков этого возраста. Следует отметить, что нигде в пределах этого крупного региона не известны низы верхнего силура.

### *Общие замечания*

Остановимся на некоторых основных особенностях разрезов в силурийских образованиях юго-западной части Колымского срединного массива.

В пределах этого региона как в отложениях верхнего, так, особенно, и нижнего силура имеются значительные фациальные различия между двумя структурно-фациальными зонами — Омuleвским и Чибгалахским прогибами.

В первом из них наиболее типичным является распространение в нижнем силуре черных граптолитовых сланцев, прослеживающихся по простиранию на значительные расстояния. Для низов верхнего силура этой зоны характерно наличие белых сахаровидных доломитов и доломитизированных известняков, ярко-красных мергелей и доломитов; для верхов этой толщи — прослоев коралловых известняков, причем следует отметить, что их количество резко уменьшается с увеличением мощности отложений и наоборот. Изучение разрезов пород этого возраста показывает, что в силуре в Омuleвском прогибе отсутствуют перерывы в осадконакоплении, однако значительное сокращение их мощности (от 1500 до 6000 м) в центральной части Омuleвских гор свидетельствует о том, что здесь существовало относительное поднятие, отделявшее северо-восточное крыло прогиба от его центральной части. Иной характер имеют силурийские образования Чибгалахского прогиба. В пределах этой зоны нижний силур сложен почти исключительно известняками, среди которых песчаники и сланцы образуют лишь прослой, а верхний силур представлен известково-мергелистой толщей с подчиненными по мощности пачками терригенных пород. Кроме того, суммарная мощность силурийских отложений в Чибгалахском прогибе максимальна для всего региона и достигает 3800—4000 м.

В пределах восточной части Колымского массива нижнесилурийские отложения не распространены, а верхнесилурийские — нижедевонские известны лишь в Приколмые. Возможно, что на западе этого района маломощные силурийские отложения были размыты в досреднедевонскую эпоху, а на востоке вовсе отсутствовали.

### **Девон**

Первые сведения о девонских отложениях хребта Черского и бассейна Колымы были приведены И. П. Толмачевым (1912). Во время обзорного маршрута по северо-востоку Сибири им были собраны и несколько позднее описаны брахиоподы среднего и верхнего девона. Значительно позже, в 1926—1929 гг. в бассейнах Колымы и Индигирки С. В. Обручев (1933) составил первые разрезы девона центральной части хребта Черского и Юкагирского плоскогорья. Во время последующих исследований С. В. Новиков и П. И. Скорняков (1936), Ю. Н. Трушков (1938), а затем А. В. Зимкин (1938<sub>2</sub>) описали девонские образования Омuleвских гор и хребта Арга-Тас. Собранный ими и другими исследователями палеонтологический материал был изучен и описан Д. В. Наливкиным (1936), Т. В. Николаевой (1936), Л. Б. Рухиным (1938), В. Н. Рябининым (1936), Б. Б. Чернышевым (1936) и М. Э. Янишевским (1938). Наиболее полное и детальное изучение девонских образований в последние годы было проведено А. А. Николаевым (1958) в Омuleвских горах, где в образованиях этого возраста им были выделены отложения нижнего, среднего и верхнего его отделов.

Образования нижнего девона в большинстве случаев распространены в тех же районах, где и верхнесилурийские — жединские отложения. Так как в предыдущем разделе уже рассматривались нижние пограничные слои девона с силуром, в данной части мы остановимся лишь на верхней половине разреза нижнего девона.

В большинстве районов эти образования отличаются от подстилающих как палеонтологически, так и по литологии, поэтому во всех районах, в которых проводилось геологическое картирование в последние три-четыре года, они рассматриваются как отдельная свита или толща. Наиболее детально образования нижнего девона, как и другие палеозойские образования, были изучены в Омuleвском прогибе.

### Омuleвский прогиб

Породы этого возраста известны во многих разрезах западной, центральной и восточной частей прогиба. Повсеместно они прекрасно палеонтологически охарактеризованы.

В восточной части Омuleвского прогиба отложения нижнего девона были изучены Б. В. Пепеляевым (1961) — в бассейне р. Ясачной, А. Г. Лапшиновым и автором — в долине р. Рассохи, А. В. Зимкиным (1938<sub>1</sub>) — по притокам р. Зырянки. Следует отметить, что в основном они представлены карбонатными, иногда битуминозными образованиями.

В бассейне р. Ясачной, выше известняков верхнего лудлоу — жедина, Б. В. Пепеляев (1961) отнес к верхам нижнего девона толщу серых и кремово-серых битуминозных известняков, сменяющихся выше по разрезу темно-серыми и черными криноидными известняками, общей мощностью до 550—600 м. В основании толщи им были собраны табуляты *Favosites subgothlandicus* Rukh., *Fav. composites* Tchern., *Pachyfavosites nitella* (Wipsh) и др., а в верхах ее брахиоподы *Cymostrophia* ex gr. *stephani* (Vagr.), *Gypidula novosemelica* Tchern., *Spinatrypa taskanensis* (Nal.), *Atrypa kolymensis* (Nal.) и др., которые, по заключению В. Н. Дубатолова, М. А. Ржонсницкой и О. Н. Андреевой, определявших их, характерны для нижнего девона.

Северо-западнее, в бассейнах Рассохи и Булкута нижедевонские образования представлены черными и темно-серыми глинистыми известняками и доломитами с отдельными прослоями коралловых известняков, в которых А. Г. Лапшинов собрал *Amphipora ramosa* Phill., *Parasiriatorpora rzonnickajae* Dubat., *Favosites tarejaensis* Tchern. и др., нижнего девона (определение Г. А. Андриановой и Б. В. Преображенского); мощность этой пачки достигает 350—450 м.

Западнее, в центральной части Омuleвского прогиба, в пределах Омuleвских гор и восточного склона хребта Тас-Хаяхта, образования нижнего девона были изучены А. А. Николаевым (1958), автором и М. Н. Чугаевой (Богданов, Чугаева, 1960), Ю. Г. Крежевских и М. М. Орадовской. Первое детальное описание этих образований было сделано А. А. Николаевым (1958), который выделил их в пределах Омuleвских гор в вечернинскую свиту.

В восточной части Омuleвских гор, в бассейне среднего течения Омuleвки, по данным М. М. Орадовской, вечернинская свита представлена темно-серыми тонкопластовыми пелитоморфными известняками, местами слабо доломитизированными, с прослоями органогеннообломочных разностей, в которых были собраны брахиоподы *Atrypa* ex gr. *reticularis* (L.), *A. cf. devoniana descrecens* Fenton et Fenton, *Schellwienella umbraculum* Schloth., *Gypidula* sp. и др. Мощность свиты в этом разрезе достигает 300—350 м.

В центральной части Омулевских гор вечернинская свита широко распространена. Описан один из лучших разрезов свиты в долине ручья Салаги, где над известняками и доломитами нелюдимской свиты залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Темно-серые тонкопластовые и массивные трещиноватые известняки . . . 50
2. Темно-серые известняки. Часто среди них встречаются не выдержанные по простиранию прослои окремненных известняков почти черного цвета. В 20 м выше основания пачки собраны брахиоподы плохой и сохранности (*Chonetes* cf. *embryo* Barr., *Gypidula* sp., *Atrypa* sp., *Deltyris* sp. и *Thamnopora* sp.) 35
3. Темно-серые толстопластовые известняки. Они чередуются с прослоями глинистых разностей (до 10 см мощности), количество которых увеличивается вверх по разрезу. В основании этой пачки собраны брахиоподы *Leptaena rhomboidalis* W., *Cymostrophia stephani* (Barr.), *Schellwienella* ex gr. *umbraculum* Schloth., *Gypidula novosemelica* Tchern., *Carinatina* sp., *Atrypa kolymensis* Nal., *Atrypa* sp., *Eospirifer* sp. и табуляты *Thamnopora* sp., *Cladopora* sp., *Cl. retilineata* Simpson. В 80 м выше основания встречены: *Schellwienella* ex gr. *umbraculum* Schloth., *Stropheodonta* sp., *Chonetes* ex gr. *sarcinulatus* Schloth., *Nudirostra*<sup>1</sup> *straageskiana* (Vern.), *Atrypa kolymensis* Nal., *A. cf. comata* Barr., *Carinatina* sp., *Punctatrypa munieri* Grunew., *Spinatrypa* sp., *Deltyris* sp.

В самых верхах этой пачки, в 95 м выше основания и в 5 м ниже его кровли, найдены: *Stropheodonta* sp., *Gypidulina* cf. *optata* (Barr.), *Oncinulus* aff. *irbitensis* Tchern., *Carinatina raris* Rzon., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Spinatrypa taskaenensis* Nal., *Eospirifer* cf. *irbitensis* Tchern.

Мощность свиты 150—190 м.

Отложения вечернинской свиты хорошо прослеживаются и в других разрезах. В долинах рек Урультуна и Сердара низы свиты не обнажены. По Сердару в породах вечернинской свиты были собраны многочисленные брахиоподы *Gypidula* cf. *novosemelica* Tchern., *Gypidulina optata* (Barr.), *Atrypa kolymensis* Nal., *Punctatrypa munieri* Grunew и табуляты *Favosites goldfussi* Orb., *Fav. saginatus* Lec., *Alveolites* sp., *Caliopora elegans* Dubat., *Syringopora volkensis* Tchern. По заключению М. А. Ржонсницкой и В. Н. Дубатолова, определивших коллекции Омулевских гор, в породах вечернинской свиты присутствуют одновременно с формами, характерными для нижнего девона,— *Gypidulina optata* (Barr.), *Oncinulus irbitensis* (Tchern.), *Eospirifer irbitensis* (Tchern.), также формы, распространенные в эйфельских отложениях,— *Atrypa kolymensis* Nal., *Punctatrypa munieri* (Grunew), *Favosites goldfussi* Orb., *Fav. saginatus* Lec.

Учитывая, что в верхах девона и в других районах наряду с нижнедевонскими формами присутствует и ряд видов, свойственных среднему девону, возраст вечернинской свиты принимается как верхняя часть нижнего девона или кобленцкий ярус.

На восточном склоне хребта Тас-Хаяхта, в бассейнах Куранах-Юряха и Берелеха, породы этого возраста, как и в пределах всего хребта, выделяются дадыньинскую свиту. Здесь по данным Ю. Г. Крежевских и автора, основание свиты слагает серые среднеплитчатые доломитизированные известняки с отдельными прослоями тонкоплитчатых полосчатых разностей с остракодами *Leperditia* sp. Выше они сменяются более массивными разностями, среди которых встречаются в виде отдельных прослоев (до 10—25 м мощности) коралловые известняки с *Favosites polymorphus* var. *cronigerus* Orb. и *Favosites* aff. *polymorphus* Goldf. Общая мощность свиты в долине Берелеха около 600 м.

В западной части Омулевского прогиба, в хребте Тас-Хаяхта, в долинах рек Дадыньи (Датна II), Хобочало (Улахан-Саала) и притоков Хара-Салы, образования датнинской свиты нижнего девона были

<sup>1</sup> Leiorhynchus.

описаны Л. К. Дубовиковым и В. К. Лежоевым (1959), а также Р. Е. Алексеевой и В. Н. Дубатоловым. Следует отметить, что в пределах всех этих разрезов свита обладает сходным строением. Наиболее детально образования ее были изучены в долине Хобочало, где породы свиты прекрасно обнажены по обоим бортам реки. Здесь основание свиты слагают серые органогенные известняки и доломитизированные известняки с прослоями коралловых разностей. Выше по разрезу коралловые известняки чередуются с серыми и темно-серыми доломитами и известковыми доломитами, в которых были собраны *Gypidula* cf. *pelagica* Barr., *Atrypa reticularis* L., *A. salairica* Peetz, *Deltysis* aff. *tiro* Barr., *Spinatrypa* aff. *semiorbis* Barr., *Syringopora* ex gr. *abdita* Verp., *S.* aff. *borealis* Tchern. и др., датирующие возраст вмещающих их пород как кобленцкий. Мощность свиты в этом разрезе 350—400 м.

Таким образом, в пределах хребта Тас-Хаяхта с востока на запад одновременно с уменьшением мощности пород нижнего девона мы наблюдаем резкое увеличение в них количества прослоев коралловых известняков.

### Чибагалахский прогиб

Образования верхов нижнего девона никем из исследователей этого района не выделяются в отдельную толщу. В северо-восточной части прогиба, в бассейне р. Тирехтях (левого притока Момы) В. В. Шевченко (1961) описал мощную толщу пород, нижняя часть которой, сложенная известняками мощностью до 200 м, палеонтологически не охарактеризована, а залегающих на ней известняках и глинистых сланцах собраны нижнеэфельские брахиоподы. Учитывая большое литологическое сходство нижней пачки известняков с нижнедевонскими породами соседних районов, мы условно относим ее к нижнему девону.

Западнее и юго-западнее, по данным Л. Н. Попова (1959), изучавшего отложения девона в бассейнах Индигирки и Чибагалаха, на известняках верхнего силура и низов нижнего девона с базальными конгломератами в основании залегают породы среднего девона. Вероятно, в эпоху кобленцкого яруса в этих частях прогиба был перерыв в осадконакоплении.

### Восточная часть Колымского массива

В восточной части массива отложения нижнего девона были описаны многими исследователями. За последние годы наиболее подробное описание этих отложений было сделано Е. С. Постельниковым и Ю. М. Пушаровским (1959) и Б. В. Пепеляевым (1961). Последними было установлено, что образования западной и восточной частей этого региона резко различаются между собой. Нижний девон западной части района был изучен в районе Верхнего Половинного Камня и в Известковом карьере. В последнем районе основание нижнего девона слагают серые тонкопластовые известняки и светло-серые массивные доломиты с брахиоподами *Camarotoechia* aff. *lazutkini* Rozon., *Atrypa* sp. indet. и др.; табулятами *Favosites* aff. *multiplicatus* Yaret, *Thamnopora taimyrica* (Tchern.) и др., а также остракодами и ругозами, мощностью до 180—190 м. В верхах они сменяются темно-серыми глинистыми известняками, чередующимися с тонкоплитчатыми светлыми известняками с брахиоподами *Schellwienella umbraculum* Schloth., *Leptaena rhomboidalis* W., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *A. kolymensis* Nal., *Punctatrypa munieri* (Günnew.) и др.; табулятами и ругозами, мощностью 150 м. Общая мощность нижнего девона в этом разрезе

330—340 м. В Верхнем Половинном Камне к нижнему девону эти исследователи условно относят пачку серых крупнозернистых доломитов мощностью 180 м, залегающую выше коралловых известняков нижнего девона — верхнего силура.

На востоке описываемой территории в истоках ручьев Останцового и Гудка (бассейн Колымы), по данным Б. В. Пепеляева, нижний девон представлен в основном терригенными породами. Здесь основание разреза слагают светло-серые валунно-галечные конгломераты мощностью до 100 м, выше сменяющиеся известковистыми песчаниками с флорой и известняками, с прослоями внутрiformационных конгломератов и гравелитов. Галька в конгломератах представлена кварцитами, кварцитовидными песчаниками и метаморфическими сланцами. В верхах разреза появляются желтые песчаные известняки с одиночными и колонияльными кораллами нижнего девона. Мощность этих образований 500 м. Восточнее, на правобережье Колымы, отложения нижнего девона, видимо, отсутствуют, так как в бассейнах Шаманихи и Столбовой конгломераты среднего девона несотласно налегают на породы рифейского возраста.

### Средний девон

В пределах западной части Колымского срединного массива отложения среднего девона изучены несравненно подробнее нижнедевонских. Они отличаются весьма пестрым составом и испытывают значительные фациальные изменения в пределах каждой из описываемых структурно-фациальных зон. Почти повсеместно в породах среднего девона выделяются образования эйфельского и живетского ярусов, а в Омuleвском прогибе отложения эйфельского яруса расчленены на две пачки, соответствующие по возрасту нижней и верхней его частям.

### Омuleвский прогиб

Первое детальное изучение пород среднего девона в пределах этого района было проведено А. А. Николаевым (1958) в Омuleвских горах. Несколькое позднее они были описаны автором и М. Н. Чугаевой (Богданов, Чугаева, 1960) в том же районе, Р. Е. Алексеевой и В. Н. Дубатовым в хребте Тас-Хаяхтах и Б. В. Пепеляевым (1961) в бассейне р. Ясачной.

В восточной части Омuleвского прогиба, в бассейне Зырянки, по данным А. В. Зимкина (1938<sub>1</sub>), основную часть разреза среднего девона слагают темно-серые глинистые и известково-глинистые сланцы, чередующиеся с известняками, красноцветными песчаниками и внутрiformационными конгломератами, галька известняков и кварцитов в которых иногда достигает 20 см в диаметре. Однако в этом разрезе не обнажаются низы среднего девона. Общая видимая мощность пород этого возраста 300—350 м.

Ожнее, в бассейне Ясачной, по Б. В. Пепеляеву, основание среднего девона слагают серые известковистые песчаники мощностью до 300 м с многочисленными остатками псилофитовой флоры, из которых А. Р. Ананьев определил *Hostinella* sp. и *Aphylopteris* sp. Они сменяются серыми и темно-серыми коралловыми известняками с прослоями известково-глинистых сланцев, мощностью 500 м. Из собранных в этих породах табулят В. Н. Дубатовов определил *Favosites goldfussi* Ogb., *Pachyfavosites vilvaensis* Sok., *Thamnopora cervicornis* (Blaiw.) и другие формы, характерные для среднего девона. Верхи пачки слагают светло-серые доломитизированные известняки, красноцветные и зеленоцветные мергели и известняковистые песчаники стометровой мощности.



Фиг. 20. Красноцветные песчаники среднего девона (р. Рассоха).

гелей и внутриформационных конгломератов, галька в которых представлена кварцитами и мраморизованными известняками. В верхней части этой пачки в песчаниках имеется прослой белых и светло-серых гипсов и ангидритов, мощностью до 30—100 м. Общая мощность пестроцветов достигает 300—500 м. Самые верхи среднего девона в бассейне Рассохи сложены светло-серыми тонкополосчатыми доломитизированными известняками, мощность которых около 350—400 м. Общая мощность среднего девона в долине Рассохи около 1000—1100 м.

По направлению на запад от этого района можно наблюдать, как разрез этих образований резко меняется и уже на восточных отрогах Омuleвских гор он сокращается больше, чем наполовину, причем пачка красноцветных песчаников почти нацело замещается пестроцветными мергелями и доломитами. В бассейне среднего течения Омuleвки, по данным М. М. Орадовской, максимальная мощность среднего девона достигает 400 м.

В центральной части Омuleвских гор мощность среднедевонских образований вновь увеличивается. Здесь они были изучены А. А. Николаевым (1958) и автором и М. Н. Чугаевой (Богданов, Чугаева, 1960). Последние выделяют в них три свиты: пелосскую (низы эйфельского яруса), урультунскую (верхи эйфельского яруса) и вояхскую (живетский ярус).

Пелосская свита сложена преимущественно темно-серыми глинистыми сланцами с прослоями известняков. Эти отложения во всех изученных разрезах Омuleвских гор являются маркирующим горизонтом.

Общая мощность среднедевонских отложений в бассейне Ясачной достигает 900 м.

В долине Рассохи и по ее притокам, северо-западнее бассейна Ясачной, мощность пород этого возраста несколько увеличивается. Здесь основание разреза слагают серые и темно-серые известняки, ритмично чередующиеся с черными глинистыми сланцами, мощностью до 250 м. В верхней части пачки были собраны кораллы *Pachyfavosites* aff. *guricnskvensis* Dubat., *Squameofavosites delicatus* Dubat., *Amphipora ramosa* var. *minor* Rjabinin, *Thamnopora reticulata typea* Lec., *Th.* aff. *radygini* Yapei и др., характерные для эйфельского яруса. Выше они сменяются красными и буровато-красными косослоистыми песчаниками (фиг. 20, 21), чередующимися с тонкими (до 30 см) прослоями ярко-красных мер-



Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки черных глинистых сланцев. Лучший разрез ее обнажается по р. Салаге, где на вечернинских известняках согласно залегают черные известково-глинистые тонкоплитчатые сланцы с тонкими прослоями серых известняков. Мощность последних не превышает 3—7 см. Вверх по разрезу их количество и мощность заметно увеличиваются. В средней части свиты собраны табуляты *Favosites goldfussi* O r b., *Pachyfavosites* ex gr. *polymorphus* (G o l d f.). Мощность свиты по Салаге достигает 130 м.

По р. Урультун среди черных сланцев свиты встречаются многочисленные брахиоподы, принадлежащие одному виду — *Acrospirifer* (?) *minor* R z o n. Мощность пелосской свиты изменяется с востока на запад на сравнительно небольших расстояниях. Так, по Красивому, Урультуну и Салаге она достигает 100—170 м, а в долине Сардара возрастает до 250 м. Из образований пелосской свиты в Омулевских горах известен один вид брахиопод — *Acrospirifer* (?) *minor* R z o n., по которому трудно сделать заключение о возрасте. Табуляты свиты в этом районе представлены *Favosites goldfussi* O r b., встречающейся и в вечернинских отложениях, и *Pachyfavosites* ex gr. *polymorphus* (G o l d f.). Обе формы обычны для нижнего эйфеля.

Урультунская свита сложена зеленоватыми известковистыми мергелями и ракушняковыми известняками. Наиболее полно разрез урультунской свиты описан по р. Урультун, где выше черных сланцев пелосской свиты залегают (снизу вверх):



Фиг. 21. Косая слоистость в песчаниках среднего девона (р. Рассоха).

	Мощность, м
1. Темно-серые и зеленоватые тонкослоистые мергели с редкими брахиоподами плохой сохранности	130
2. Зеленовато-серые мергели с прослоями известняков, переполненных брахиоподами <i>Gypidula acutolobata borealis</i> R z o n., <i>Atrypa velikaja arctica</i> R z o n., <i>A. ex gr. aspera</i> Schloth., <i>Acrospirifer</i> (?) <i>subgregarius omulevskiensis</i> R z o n. и табулятами <i>Syringopora eifeliensis</i> Schluter., <i>Favosites</i> aff. <i>bystrovi</i> Y anet., <i>Favosites</i> sp.	252
3. Зеленовато-серые глинистые известняки неравнослоистые, с невыдержанными прослоями мергелей. В известняках были встречены брахиоподы <i>Atrypa velikaja arctica</i> R z o n., <i>A. bifidaeformis</i> Tchern.	40
4. Темно-серые и черные неравнослоистые пелитоморфные и глинистые известняки	18

Мощность свиты достигает 215 м.

В долине Сердара свита сложена серыми зернистыми крепкими известняками, сменяющимися вверх по разрезу желтоватыми мергелистыми известняками и мергелями. В основании разреза ее встречаются брахиоподы *Atrypa* ex gr. *reticularis* (L.); в 100 м выше основания — *Schellwienella umbraculum* Schloth., *Atrypa velikaja arktica* Rzon., *Elythyna* ex gr. *salairica* Rzon.; а в 150 м выше основания — брахиоподы *Stropheodonta* aff. *bitubirosa* Schloth., *Stropheodonta* sp., *Schellwienella umbraculum* Schloth., *Atrypa velikaja arktica* Rzon., *A. reticularis* (L.), *Elytha* cf. *pseudoaculeata* Rzon., *Elythyna* ex gr. *salairica* Rzon. и табуляты *Favosites* aff. *robustus* Lec., *Fav. antipertusus* Lec., *Fav. aff. graffi* Peetz., *Fav. fedorovi* Tchern., *Syringopora supragigantea* Sok., *Syringopora* aff. *crispa* Schluter. В самых верхах свиты был встречен прослой коралловых известняков с табулятами *Alveolitella polenovi* Peetz., *Favosites goldfussi* Orb., *Fav. bystrovi* Yanet, *Syringopora* sp.; брахиоподы представлены здесь одним видом — *Elythyna* ex gr. *salairica* Rzon. Восточнее, в разрезе по Красивому и Салаге, мощность урультунской свиты сокращается до 60—80 м, при этом в основании ее выделяется пачка зеленоватых и желтых глинистых мергелей с брахиоподами *Atrypa velikaja arktica* Rzon., *Acrospirifer subgregarius omelevskiensis* Rzon.

Возраст свиты определяется как верхнеэйфельский, так как *Elythyna salairica* Rzon., *Elytha pseudoaculeata* Rzon., *Acrospirifer frequens* (Bill.) известны из верхнеэйфельских отложений Кузнецкого бассейна и Алтая, а представители рода *Paeckelmania* и *Acrospirifer subgregarius* Rzon. — из верхнеэйфельских отложений Западной Сибири. Кроме верхнеэйфельских форм, присутствует *Spinatrypa bifidaeformis* (Tchern.) (гп.), распространенная преимущественно в живетском ярусе среднего девона. Встреченные в породах свиты табуляты представлены верхнеэйфельскими видами и лишь *Alveolitella polenovi* Peetz в других районах известен и в живетском ярусе.

Вояхская свита сложена чрезвычайно разнообразными породами, обладающими пестроцветной окраской. В долине Салаги выше доломитизированных известняков урультунской свиты согласно залегают (снизу вверх):

Мощность, м

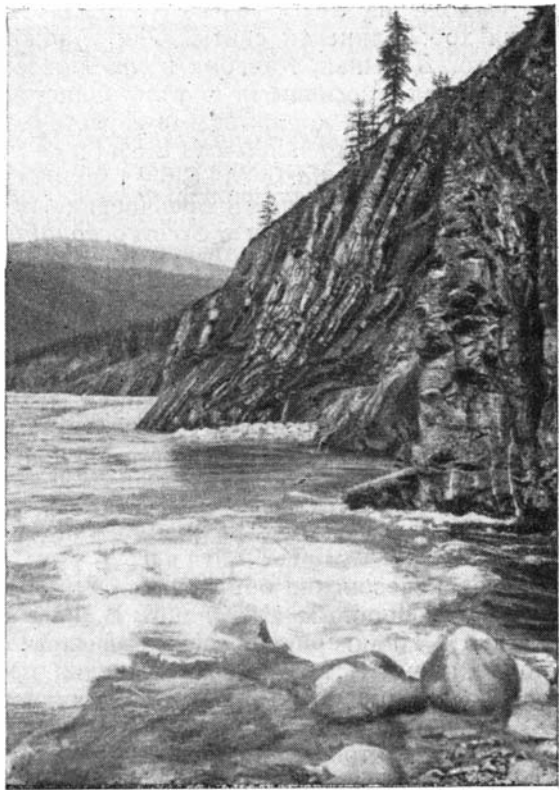
1. Светло-серые брекчиевидные доломитизированные известняки и доломиты с маломощными прослоями глинистых доломитов и мергелей . . . . .	40
2. Светло-желтые и буроватые ангидриты . . . . .	30
3. Красные и желтые тонкослоистые глинистые доломиты с маломощными прослоями темных известняков . . . . .	60
4. Светло-серые окремненные полосчатые доломитизированные известняки, в верхней части сменяющиеся буроватыми тонкозернистыми известняками . . . . .	50

Общая мощность свиты 160 м.

В разрезе по р. Сердар вояхская свита сложена серыми доломитизированными известняками с прослоями желтых и розовых глинистых доломитов, среди которых в верхней части разреза выделяется пачка красных и розовых тонкослоистых мергелей от 10 до 30 м мощности. Общая мощность свиты здесь достигает 200—210 м. Вояхская свита палеонтологически охарактеризована слабо. Имеются лишь указания А. А. Николаева (1958) на находки в ней раковин *Elytha undifera* (Roen.) и представителей рода *Dialythophyllum*, являющихся типично живетскими видами, что позволяет и возраст свиты определить живетским. Общая максимальная мощность среднего девона на западе Омuleвских гор достигает 650—675 м.

Литологически очень сходный разрез этих образований обнажается на востоке и в центральной части хребта Тас-Хаяхта. На восточных

склонах последнего, в центральной осевой части Омур-левского прогиба (бассейн р. Куранах-Юрях), по данным Ю. Г. Крежевских и автора, основание среднего девона слагает пачка темно-серых тонкоплитчатых известняков и черных известняково-глинистых сланцев, мощностью до 600—800 м, содержащая *Pachypora* ex gr. *cervicornis* Blain., *Alveolites* sp., *Leperditia* aff. *barbotana* Schmidt. Выше они сменяются черными глинистыми и битуминозными известняками с обильными кораллами среднего девона. Мощность этой пачки 560—800 м. В этой же пачке имеются отдельные прослои светло-серых брекчиевидных известняков и ярко-красных доломитизированных известняков и доломитов, мощностью до 40—70 м.



Фиг. 22. Выходы тонкоплитчатых известняков хобочалинской свиты по р. Хобочало.

Общая мощность разреза образований этого возраста около 1200—1600 м.

В центральной части хребта Тас-Хаяхта, в бассейнах Хобочало, Датны и Ыгынджи, среднедевонские отложения широко распространены. Здесь в их составе автор выделяет две свиты — хобочалинскую (эйфельский ярус) и себечанскую (живетский ярус).

В бассейне Хобочало Р. Е. Алексеева и В. Н. Дубатолов описали следующий разрез хобочалинской свиты (снизу вверх):

Мощность, м

- |  |               |
|--|---------------|
| 1. Чередование алевролитов и темно-серых глинистых сланцев со слабо заметной горизонтальной слоистостью. В них встречаются прослои среднеплитчатых известняков (фиг. 22)   | около 206     |
| 2. Черные алевролиты и глинистые сланцы с прослоями известковистых разностей   | около 350—380 |
| 3. Серые микрозернистые и глинистые известняки с обильными органогенными обломками, среди которых были собраны брахиоподы <i>Gypidula</i> sp., <i>G.</i> ex gr. <i>acutolobata</i> Sand., <i>Stropheodonta</i> sp. indet., <i>Chonetes</i> sp., <i>Atrypa</i> ex gr. <i>desquamata</i> Sow., <i>Spinatrypa</i> ex gr. <i>aspera</i> Schloth., <i>Eospirifer irbitensis</i> Tchern. и др. | 40            |

Общая мощность хобочалинской свиты в этом разрезе достигает 570—600 м.

Собранные в долине Хобочало, а также и в других разрезах брахиоподы *Gypidula* aff. *ivdelensis* Khod., *Carinatinararis* Rzon., *C. cf. eudokia* Rzon., *Spinatrypa* ex gr. *aspera* Schloth., *Atrypa* ex gr. *reticularis* (L.), *Eospirifer* aff. *irbitensis* Tchern., табуляты — *Pachyfavosites* sp., *Alveolitella* sp., *Favosites* aff. *goldfussi* Orb., *Fav. robustus* Lec., *Syringopora* cf. *crispa* Schluter, а также трилобиты, криноидеи и ругозы датируют возраст свиты как эйфельский.

Отложения себечанской свиты согласно перекрывают известняки хобочалинской свиты. Они обнажаются в долинах Себечана, Хобочало, Дадыньи, Каньона и др. Повсеместно основание свиты сложено серыми массивными и толстопластовыми глинистыми органогенно-обломочными и коралловыми известняками с *Favosites saginatus* L e s., *Springopora* ex gr. *eifelensis* S c h l u t e r., *S.* ex gr. *dubia* S o k., *Cladopora* ex gr. *vermicularis* M' C o u., мощность 270 м. Выше они сменяются серыми и светло-серыми брекчиевидными оолитовыми и доломитизированными известняками с *Stringocephalus burtini* D e f g., известковистыми доломитами с тонкими прослоями мергелей. В самых верхах пачки доломиты чередуются с отдельными линзами и невыдержанными по простиранию пачками красных и зеленовато-желтых мергелей и песчаников, известняково-мергелистых сланцев и ангидритов, мощность которых колеблется от 10—15 до 200—250 м (правая вершина р. Туостах; Дубовиков, Лежоев, 1959). Общая мощность себечанской свиты около 450—550 м. Таким образом, суммарная мощность среднего девона в западной части Омuleвского прогиба около 1000—1100 м.

### Чибагалахский прогиб

Среднедевонские образования Чибагалахского прогиба были изучены Л. Н. Поповым (1959) и В. В. Шевченко (1961) в бассейнах Чибагалаха и Индигирки. В восточной части прогиба, в долине Чибагалаха, по данным А. И. Кянно, отложения среднего девона представлены в основном крупногалечными и валунными конгломератами мощностью до 30 м, галька в которых состоит из окатанных обломков известняковых алевролитов, сланцев, известняков и кварцитов. Выше они перекрываются известняками и брекчиевидными известняками, прослеживающимися с алевролитами и глинистыми сланцами, в которых были собраны *Schizophoria striatula* S c h l o t h., *Gypidula* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* (L.), *Cupressocrinus crassus* G o l d f., *C. minor* G e l t., *Rhodocrinus* cf. *alaicas* G e l t. и др., определяющие возраст вмещающих их пород как среднедевонский.

Общая мощность этих отложений 1200 м.

Юго-восточнее, в 50—90 км вкост простирания, в бассейнах правых притоков Индигирки, по данным Л. Н. Попова (1959), образования среднего девона представлены в основном терригенными пестроцветными породами. Здесь в основании пачки пород этого возраста залегают конгломераты с галькой известняков, песчаников и сланцев, мощностью до 60 м, выше сменяющиеся пестроцветными песчано-глинистыми и известково-глинистыми сланцами, красноцветными песчаниками и брекчиевидными известняками. В песчаниках содержатся растительные остатки плохой сохранности. Восточнее, в брекчиевидных известняках этой толщи, В. В. Шевченко (1961) собрал брахиоподы *Gypidula* ex gr. *acutolobata* S a n d b., *Atrypa* cf. *alinensis* V e r n., *A. velikaja arctica* R z o p. и др. среднедевонского возраста. Мощность пород среднего девона в бассейне правых притоков Индигирки колеблется до 750—1000 м.

### Восточная часть Колымского массива

В пределах этой обширной территории образования среднего девона распространены весьма широко. Они были изучены и описаны С. В. Обручевым (1933), а затем А. А. Николаевым (1956), Е. С. Постельниковым и Ю. М. Пушаровским (1959), Б. В. Пепеляевым (1961) и другими. На основании этих исследований в восточной части Колымского

массива, как и для нижнего девона, выделяются два типа разреза среднего девона — западный, сложенный в большей своей части карбонатными породами, и восточный, образованный комплексом терригенных образований.

Разрезы западного Приколымья были описаны Е. С. Постельниковым и Ю. М. Пушаровским (1959) и М. И. Тереховым в Верхнем Половинном Камне и Вяткином Камне на севере описываемой территории. В пределах Верхнего Половинного Камня основание разреза среднего девона слагают темно-серые песчанистые известняки, черные и зеленовато-серые песчано-глинистые сланцы с отпечатками флоры псилофитов *Psilophyton princeps* Dawson et Hald, *Hostimella* sp. и *Aphyllopteris* sp. (определения А. Р. Ананьева). Верх пачки сложены пластовыми известняками и доломитами с брахиоподами эйфельского яруса — *Gypidula biplicata* Schuch., *Spinatrypa taskanensis* Nal., *Atrypa kolymensis* Nal., *A. ex gr. reticularis* (L.), *Karpinskia conjugula* (?) Tchern. и др. Мощность всей пачки 200 м. На ней залегают серые толстопластовые доломиты мощностью до 220 м. Верхнюю часть разреза среднего девона в Верхнем Половинном Камне слагают зеленовато-серые и красно-лиловые фельзиты и их туфы и туфопесчаники, среди которых имеются прослой и линзы известняков с обильными брахиоподами *Schizophoria* cf. *bistriata* Tchern., *Schellwienella umbroculum* (Schloth.), *Productella mesodevonica* Nal., *Ucinulus pentagonus* (Kaiser) и др., датирующие возраст этих пород как эйфельский — живетский. Мощность эффузивов и их туфов достигает 450—480 м. Общая мощность среднего девона в этом разрезе около 700 м.

Очень сходное строение имеют среднедевонские образования в Вяткином Камне. Однако здесь отсутствует верхняя часть среднего девона и видимая мощность пород этого возраста не превышает 630—650 м.

На востоке восточной части Колымского массива отложения среднего девона широко распространены в бассейнах Ярходона, Каменки и в верховьях Шаманихи, где они были изучены в последние годы М. И. Тереховым и Е. С. Постельниковым и Ю. М. Пушаровским (1959).

По данным этих исследователей, в основании толщи залегают базальные конгломераты (мощностью 70—100 м), местами трансгрессивно перекрывающие породы рифея. Они обычно содержат крупную гальку кварцитов и кварцитовидных песчаников, доломитов и известняков. Вверх по разрезу они сменяются известковыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, среди которых в верхах имеются прослой брекчиевидных и коралловых известняков с *Pachyfavosites curvospinosus* Dubat., *Thamnopora polyforata* (Schloth.), *Cladopora vermicularis* McCoy и брахиоподы *Atrypa ex gr. aspera* Schloth., *A. cf. desquamata* Sow., *Stringocephalis burtini* Defr. и др., характерные для среднего девона. Мощность этой толщи приблизительно равна 400—500 м.

В северо-восточной части этого региона образования среднего девона представлены кислыми эффузивами и их туфами, которые сопоставляются Б. В. Пепеляевым (1961) с низами кедонской серии Омолонского массива, охватывающей и верхний девон.

### Верхний девон

Отложения верхнего отдела девона развиты довольно широко. В некоторых разрезах они богато палеонтологически охарактеризованы и в них выделяются породы франского и фаменского ярусов.

В пределах данного прогиба образования верхнего девона известны почти повсеместно в северо-восточной его части. В бассейнах Зырянки, Рассохи, Ясачной и среднего течения Омулевки они были описаны А. В. Зимкиным (1938<sub>2</sub>), Б. В. Пепеляевым (1961), А. Г. Лапшиновым и автором.

А. В. Зимкин, изучавший девонские отложения бассейна Зырянки, описал верхнедевонские отложения в долине этой реки и по ее притоку — ручью Сарынь. Они представлены здесь известково-глинистыми сланцами с прослоями известняков, согласно переходящими в серые и черно-серые массивные известняки с *Spirifer (Cyrtospirifer) archiaci* Murch., *Productella* (?) sp., *Brachythyris* sp. nov. и др. Общая мощность этих пород не менее 400 м.

Ожнее, в бассейне Рассохи, у устья ручья Серечен, отложения верхнего девона были изучены вначале А. Г. Лапшиновым и впоследствии автором. Здесь, в основании, они представлены темно-серыми известняками и доломитами, которые перекрываются чередующимися слоистыми известняково-глинистыми сланцами и известняками, в верхах сменяющимися светло-серыми толстослоистыми крупнозернистыми разностями. В нижней и средней частях толщи А. Г. Лапшинов собрал брахиоподы *Spirifer (Cyrtospirifer) aff. archiaci* Murch., *S. disjunctus* Sow., *Atrypa reticularis* (L.) и табуляты *Thamnopora reidi* Dubat., *Cladopora vermicularis* (M'Coу), *Squamefavosites* sp. indet. и др., характерные для нижней половины верхнего девона; в самых верхах автором были обнаружены *Cyrtospirifer* ex gr. *sulcifer* (H. et C.), *Cyrtosp. sulcifer* var. *sphaeroidea* Nal. и *Athyris* cf. *sulcifera* Nal., датирующие возраст этой части толщи как верхи фаменского яруса. Мощность верхнедевонский отложений в бассейне Рассохи не свыше 400 м.

На левобережье Ясачной, по данным Б. В. Пепеляева, верхний девон представлен песчано-глинистыми сланцами, известковистыми песчаниками и известняками с верхнедевонскими брахиоподами и криноидеями, общей мощностью до 375 м.

В центральной части Омулевского прогиба верхний девон был изучен в Омулевских горах А. А. Николаевым (1958) и автором и М. Н. Чугуевой (Богданов, Чугуева, 1960). Здесь выделяются две свиты — салажская (франский ярус) и сердарская (фаменский ярус), сложенные доломитизированными известняками и доломитами.

Салажская свита наиболее полно представлена по р. Салаге, где на доломитизированных известняках вояжской свиты согласно залегают серые толстопластовые доломитизированные, иногда песчанистые известняки. Среди доломитизированных известняков встречаются прослой (до 1 м мощности) темно-серых глинистых разностей. Последние по простиранью замещаются толстопластовыми однородными мергелями, на выветрелой поверхности окрашенными в желтоватые тона. В них, в 15 м выше основания, были собраны брахиоподы и кораллы *Cyrtospirifer* sp., *Emanuella toswanensis* Kayser; в 30—35 м выше основания — брахиоподы *Gypidula* sp., *Spinatrypa* ex gr. *aspera* (Schloth.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* (L.), *A. tubaecostata* Paesck., *Mucrospirifer novosibiricus* Toll., *Elytha* sp., *Cyrtospirifer* sp. и табуляты *Favosites* aff. *graffi* Peetz., *Thamnopora minima* (Rukh.), *Thamnopora* sp., *Cladopora* cf. *magnifica* (Rukh.) в 50 м выше основания — *Productella* sp., *Atrypa tenuisulcata* Wen., *Mucrospirifer novosibiricus* Toll.; в 110 м от основания — брахиоподы *Productella* sp., *Atrypa tenuisulcata* Wen. и кораллы *Thamnopora* aff. *janet* (Dubat), *Cladopora* sp., *Alveolites* sp.; в 190 м выше основания — табуляты *Alveolites* sp. и брахиоподы *Schizophoria* sp., *Gypidula* ex gr. *comis* Owen., *Atrypa* ex

gr. *reticularis* (L.), *Spinatrypa* ex gr. *aspera* (Schloth.), *Mucrospirifer novosibiricus* Toll.

Мощность свиты по р. Салаге 205 м. В разрезе ручья Сердар под розовыми мергелями вояхской свиты залегают (снизу вверх):

Мощность, м

- |  |     |
|--|-----|
| 1. Серые тонкопластовые доломитизированные известняки с брахиоподами <i>Schizophoria striatula</i> Schloth., <i>Spinatrypa aspera</i> (Schloth.), <i>Gypidula</i> ex gr. <i>comis</i> Owen., <i>Gypidula</i> sp., <i>Atrypa reticularis</i> (L.) | 40  |
| 2. Темно-серые доломитизированные известняки с тонкими плоскими светлыми мергелями   | 380 |
| 3. Серые и буроватые толстопластовые доломитизированные известняки с темнопоридами и строматопорами <i>Amphipora patokensis</i> Riab.  | 30  |

Общая мощность салажской свиты несколько превышает 450 м.

По ручью Красивому в низах разреза салажской свиты собраны брахиоподы *Schizophoria striatula* Schloth., *Spinatrypa aspera* (Schloth.), *Gypidula* ex gr. *comis* Owen., *Gypidula* sp., *Atrypa reticularis* (L.).

Среди табулят салажской свиты почти полностью отсутствуют представители рода *Favosites*, получившего широкое развитие в ниже лежащих отложениях, и преобладают ветвистые табуляты, представленные темнопоридами, характерными для франского яруса. Присутствие франских брахиопод и табулят позволяет относить салажскую свиту к франскому ярусу верхнего девона.

Сердарская свита обнажается в разрезах по ручьям Сердар и Красивому. Она сложена массивными светлыми доломитами и доломитизированными известняками со слабым битуминозным запахом. Мощность сердарской свиты в разрезе по ручью Красивому достигает 195 м. Здесь, в 60 м выше основания свиты, встречены *Productella* ex gr. *speciosa* Hall, *Gyrtospirifer* cf. *whiteneyi* Hall. В разрезе по р. Сердар свита палеонтологически не охарактеризована и видимая мощность ее достигает 230 м.

Возраст сердарской свиты, палеонтологически охарактеризованной брахиоподами *Productella speciosa* Hall и *Gyrtospirifer whiteneyi* Hall, определяется как фаменский, так как близкие к этим виды встречены в фаменских отложениях Кузнецкого бассейна. Общая суммарная видимая мощность верхнего девона в Омудевских горах около 680—700 м.

На восточных отрогах хребта Тас-Хаяхта, по данным Ю. Г. Крежевских, к верхнему девону относится толща светло-серых известняков и доломитизированных известняков, содержащих прослойки органо-геннообломочных разностей; видимая мощность толщи 600 м.

Верхнедевонские образования юго-западной части прогиба были описаны Л. К. Дубовиковым и В. К. Лежоевым (1959) в долинах рек Эмтачана и Каньона. Они представлены здесь темно-серыми битуминозными известняками, среди которых часто встречаются более светлые разности и органо-геннообломочные прослойки с *Thamnopora naliukini* (Tchern.), *Th. reticulata* (Blainv.), *Atrypa sphaerica* Ghven., *Mucrospirifer novosibiricus* Toll, видимой мощностью до 500 м. К сожалению в этих разрезах отсутствуют палеонтологически охарактеризованные образования фаменского возраста.

### Чибагалахский прогиб

В пределах Чибагалахского прогиба образования верхнего девона были изучены А. И. Кянно, К. И. Сусидко, Л. Н. Поповым (1959) и В. В. Шевченко (1961).

В северо-восточной части прогиба в истоках рек Сох и Сары-Кылах, по данным К. И. Сусидко, верхний девон представлен светло-

серыми и темно-серыми известняками, сменяющимися мергелистыми известняками и черными глинистыми сланцами. Изредка среди них встречаются прослой граувакковых песчаников. В толще были собраны *Atrypa* cf. *alticola* Fr e s c h., *A.* ex gr. *reticularis* (L.), *Cladopora gracilis* S o l. и др., датирующие возраст толщи как франский. Верхи этой толщи здесь размыты и выше трансгрессивно залегают породы триаса. Видимая мощность толщи около 500—700 м.

Северо-западнее, в верхнем течении Чибгалаха, мощность пород этого возраста значительно возрастает. По данным А. И. Кянно, большую часть разреза здесь слагают массивные пелитоморфные и доломитизированные известняки с брахиоподами *Mucrospirifer novosibiricus* (T o l l), *Schizophora* ex gr. *striatula* S c h l o t h (?), *Productella* cf. *subaculeata* M u r c h., *Atrypa* ex gr. *reticularis* (L.), широко распространенные в отложениях франского яруса. В толще известняков имеются прослой песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и межформационных конгломератов, мощностью до 20 м. Общая суммарная видимая мощность пород верхнего девона в бассейне Чибгалаха 1300 м. Необходимо подчеркнуть, что данная мощность максимальна для отложений этого возраста в пределах всего описываемого региона.

### Восточная часть Колымского массива

Верхнедевонские образования были описаны на большой площади в пределах этой структурно-фациальной зоны. Они отличаются пестротой состава и различным характером разрезов для западной, центральной и восточной частей.

На западе описываемой территории, на правобережье Ясачной и в долине р. Поповки, по данным Б. В. Пепеляева (1961), породы верхнего девона лежат трансгрессивно на отложениях рифея. Основание толщи сложено базальными конгломератами с галькой кварцитов, кварцитовидных песчаников и различных карбонатных пород, выше сменяющихся лиловыми и темно-зелеными миндалекаменными гиалобазальтами, переслаивающимися с туфогенными конгломератами, в которых преобладает галька тех же базальтов. Мощность этой пачки на Ясачной около 200 м, а в бассейне Поповки она уменьшается до 50 м. Среднюю часть разреза здесь слагают доломиты и доломитизированные известняки мощностью до 200 м с прослоями пестроцветных песчаников и алевролитов, в которых были собраны ругозы *Aulacophyllum oratum* S o s h k., *Pachyphyllum ibergense* (R o e m.) и брахиоподы *Spinatrypa* cf. *tubaecostata* (P a e s k.), *Theodossia* ex gr. *anossofi* (V e r n.), по заключению Э. З. Бульванкер и М. А. Ржонсницкой, характерные для верхов фаменского яруса. Верхи разреза образованы темно-серыми глинистыми сланцами, алевролитами и криноидными известняками мощностью до 300 м.

Суммарная мощность верхнего девона на западе восточной части Колымского массива достигает 550—700 м.

Восточнее, на водоразделе между верховьями Шаманихи и Большого Ярходана, а также в верховьях Слезовки и Правой Каменки (Пепеляев, 1961) отложения этого возраста представлены преимущественно красноцветными полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов, глинистых сланцев и серых известняков с брахиоподами фамена — *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* (M u r c h.), *Athyris* cf. *tau* N a l., *Nudirostra*<sup>1</sup> *monlensis* R z o n. (определения М. А. Ржонсницкой); общая мощность отложений приблизительно 800 м.

<sup>1</sup> *Leiorhynchus*.



На крайнем востоке Колымского массива к верхам среднего и к верхнему девону относятся образования кедонской серии<sup>1</sup>, выходы которой установлены на водоразделах рек Булуна и Березовой. Здесь она сложена липаритами и их туфами, среди которых имеются прослои и линзы дацитов и их туфов, имеющих пестроцветную окраску. Мощность серии в этих разрезах приблизительно 800—1000 м.

### *Общие замечания*

В пределах юго-западной части Колымского срединного массива развиты девонские отложения различных фациальных групп, значительно отличающихся как по составу, так и по мощности. Здесь удается выделить морские относительно глубоководные отложения (Омулевский прогиб — восточный склон хр. Тас-Хаяхта); затем также морские образования, но отличающиеся значительно меньшей мощностью, среди которых присутствуют пачки и прослои мелководных и грубообломочных образований (бассейны Омулевки и Индигирки). Кроме того, в пределах северо-восточной части Омулевского прогиба Б. В. Пепеляевым описаны прибрежно-морские отложения, чередующиеся с континентальными; последние представлены в основном обломочными породами (бассейн Ясачной). Наконец, на востоке Колымского массива имеются прибрежно-морские образования, состоящие в значительной мере из обломочных и эффузивно-терригенных пород, постепенно сменяющиеся по направлению на восток эффузивно-терригенными и терригенными комплексами.

Следует отметить, что лишь в Омулевском прогибе известен полный разрез отложений этого возраста; суммарная мощность этих отложений в центральной части достигает 2400—3000 м.

В пределах Чибагалахского прогиба, вероятно в верхах нижнего девона (кобленцкий ярус), был перерыв в осадконакоплении, и отложения срединного девона ложатся с конгломератами в основании на породы жединского (?) яруса. Мощность девона около 2200—2500 м.

Для восточной части Колымского массива характерно почти полное отсутствие пород нижнего девона, здесь образования среднего девона с перерывом и несогласием залегают на породах рифея и кембрия (?). На западной окраине этой территории в образованиях верхнего девона имеются прослои базальтов, локально приуроченные к зоне сочленения древнего ядра массива с Омулевским прогибом.

В заключение необходимо подчеркнуть, что несмотря на некоторые различия в составе толщ девона и подстилающих образований, тип отложений, накапливавшихся в трех структурно-фациальных зонах в эту эпоху, сохраняется почти таким же, как в ордовикское и силурийское время.

### **Карбон**

На территории юго-западной части Колымского срединного массива известны лишь образования нижнего карбона, на которых с угловым несогласием налегают базальные конгломераты нижней перми. Отложения среднего и верхнего отделов каменноугольной системы повсеместно отсутствуют.

---

<sup>1</sup> Возраст кедонской серии был принят на Межведомственном стратиграфическом совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР (1959 г.).

Породы нижнекаменноугольного возраста известны в пределах всех трех структурно-фациальных зон. В тех районах, где были описаны эти образования, они выполняют ядра синклинальных складок и связаны с подстилающими горизонтами постепенным переходом. Как правило, породы нижнего карбона очень хорошо палеонтологически охарактеризованы и в некоторых, наиболее полных разрезах в них выделяются образования турнейского и визейского ярусов.

### Омулевский прогиб

Нижнекаменноугольные отложения были обнаружены в пределах описываемого прогиба во время первых исследований этого района В. В. Козловой, а также А. А. Николаевым и Б. В. Пепеляевым. В последующие годы они были изучены А. А. Николаевым (1958), автором и М. Н. Чугаевой (Богданов, Чугаева, 1960) в Омулевских горах, Л. К. Дубовиковым и В. К. Лежоевым (1959) в хребте Тас-Хаяхта и Б. В. Пепелевым (1961) в бассейне Ясачной.

В последнем из этих районов, в устье р. Тарынках, образования нижнего карбона в основании разреза представлены серыми и буровато-желтыми мергелями и мергелистыми известняками, чередующимися с тонкими прослоями криноидных известняков, черных глинистых сланцев, алевролитов и известковистых песчаников, общей видимой мощностью около 400 м. Выше они сменяются серыми и темно-серыми известняками с линзами черных кремней. В основании этой пачки были собраны брахиоподы *Chonetes* ex gr. *multicosta* Winch., *Dictyoclostus* cf. *crawfordsvillensis* (Well.), *Cliothyridina* cf. *parvirostra* Meek et Worth. (определения Д. Л. Степанова) и др.; фораминиферы *Hyperammia moderata* Malakh., *H. vulgaris* Raus. et Reitl., *Plectogyra* sp., *Granuliferella* sp. (определения А. Д. Миклухо-Маклая) и др., а также ругозы и трилобиты, датирующие возраст вмещающих их слоев как верхи турнейского яруса. В самых верхах пачки найдены брахиоподы *Shonetes* sp., *Avonia* ex gr. *yangiana* (Dav.), *Buxtonia* ex gr. *scabricula* (Mart.), *Echinoconchus* cf. *elegans* (M'Co y), *Striatifera* ex gr. *striata* Fisch., *Gigantoproductus* ex gr. *tulensis* Bolkh., *G.* ex gr. *glabratus* (Jan.) и др.; фораминиферы *Plectogyra* sp., *Tetrataxis* sp., *Ammodiscus* sp., *Granuliferella* sp. и др., характерные для визе. Мощность этой пачки 223 м.

Общая суммарная мощность разреза нижнего карбона в бассейне Ясачной, по данным Б. В. Пепеляева, около 640 м.

Северо-западнее, в долине р. Рассохи, породы нижнего карбона обнажаются у устья ручья Серечен и напротив устья ручья Булкут. В первом из этих выходов они согласно, с постепенным переходом перекрывают образования верхов фаменского яруса верхнего девона. Основные толщи здесь слагают серые среднеслоистые зернистые известняки, чередующиеся с песчанистыми и глинистыми разностями и тонкими прослоями черных известняково-глинистых сланцев, общей мощностью до 250 м. Выше по разрезу среднеслоистые известняки сменяются более массивными разностями, ритмично чередующимися с прослоями и линзами черных кремнистых пород и известковистых туфов. В средней части этой пачки были собраны брахиоподы *Productus* cf. *inserensis* Nal., *Productus* sp., *Echinoconchus punctatus* Mart., *Echinoconchus* sp., *Streptorhynchus* sp., *Chonetes* ex gr. *hardrensis* Phill., *Ch.* ex gr. *comoides* Sow., *Ch.* (*Rugosochonetes*) sp., *Spirifer* sp.; фораминиферы *Globoendothyra* aff. *ishimica* Raus., *Endothyra* (*Plectogyra*) *inflata* Lip., *End.* (Pl.) *forma minima* Liy., *End.* (Pl.) *kosvensis* Lip., *End.*

(Pl.) cf. *clegia* Mal., *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., а также колониальные и одиночные кораллы, определяющие возраст этой пачки как верхи турнейского яруса, а в 30 м выше — фораминиферы *Tetrataxis* sp., *Eostaffella breviscula* Gan., *Eost.* (*Millerella*) sp., *Eostaffella* sp., *Naphlophragmella* cf. *rauserae* Mal. *Endothyra* (*Plectogypa*) *recta* Lip., *End.* (Pl.) *prisca* Lip., *End.* (Pl.) cf. *rjausakeusis* Lip., *Parastaffella* cf. *rara* Leb. и др., характерные для нижнего визе.

Мощность пачки около 350—400 м. Суммарная видимая мощность турнейских отложений здесь около 600 м.

Ниже по течению Рассохи, у устья ручья Булкут, в пределах небольшого тектонического блока обнажаются черные крупнозернистые известняки, чередующиеся с зеленовато-серыми мергелями, видимой мощностью до 200 м. Они содержат многочисленные обломки брахиопод, среди которых В. Н. Крестовниковым были определены: *Schizophoria* sp., *Linoproductus laevicostus* White, *Linoproductus* sp., *Pustula* cf. *pyxidiformis* Kon., *Pustula* sp., *Productus* (*Dictyoclostus*) *burlingtonensis* Hall, *Pr.* (*Dictyoclostus*) *deruptus* Hall, *Pr.* (*Dictyoclostus*) cf. *minimus* Dem., *Pr.* cf. *antiquissimus* Liss., *Productus* sp., *Spirifer* aff. *plenus* Hall, *Sp.* *kasachstanensis* Sim., *Sp.* (*Clotyridina*) *ofmaxima* (McChesney), *Cl.* cf. *incrassata* (Hall), *Brachythyris* cf. *suborbicularis* Hall, *Brachythyris* sp., *Sulcoretepora* sp., *Fenestella* sp., *Fistulipora* sp., а также криноидеи, ругозы и пелциподы. Комплекс, встреченной в этих слоях фауны; датирует возраст пород как верхнетурнейский. В более высоких горизонтах, сложенных известковистыми песчаниками, А. Г. Лапшиновым были найдены брахиоподы нижнего визе.

Севернее по простиранию, в верховье Зырянки и по ее притоку ручью Фауновому, А. В. Зимкин (1938<sub>1</sub>) описал темно-серые средне-слоистые известняки нижнекаменноугольного возраста, мощностью до 800 м, согласно залегающие на породах верхнего девона.

В пределах Омудевских гор автором и М. Н. Чугаевой (Богданов, Чугаева, 1960) нижнекаменноугольные отложения были встречены по ручью Красивому, где согласно и без перерыва на массивных доломитизированных известняках сердарской свиты фаменского яруса залегают (снизу вверх):

Мощность, м

- |   |        |
|---|--------|
| 1. Черные тонкополосчатые известняково-глинистые сланцы с редкими тонкими прослоями известняков   | 50—70  |
| 2. Чередование черных известково-глинистых сланцев с серыми органогенно-обломочными мелкозернистыми известняками, в которых были собраны брахиоподы <i>Schizophoria</i> sp., <i>Streptorhynchus</i> sp., <i>Orithotetes</i> sp., <i>Chonetes</i> sp., <i>Plicatifera</i> sp., <i>Spirifer</i> ( <i>Brachythyris</i> ) sp., <i>Linoproductus</i> sp. Кроме них, встречены фораминиферы <i>Hyperammina moderata</i> Malakn., <i>H. vulgaris</i> var. <i>minor</i> Raus. и др. | 80—100 |

Общая видимая мощность нижнего карбона в разрезе по ручью Красивому 150—170 м.

Брахиоподы верхней части разреза свиты — *Linoproductus* ex gr. *cora* (Ogb.), *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* Mart. датируют возраст толщи как низы верхнего турне; комплекс фораминифер из тех же известняков имеет также верхнетурнейский облик. Поскольку брахиоподы и фораминиферы верхнего турне встречены лишь в самых верхах разреза, то имеется основание относить и низы толщи к турнейскому ярусу нижнего карбона.

В центральнй части Омудевского прогиба разрез нижнекаменноугольных образований представлен более полно. Здесь они были описаны Л. К. Дубовниковым и В. К. Лежоевым (1959) в хребте Тас-Хаяхтах, по притокам р. Догдо ручьев Уклина и Джабульденги. К сожалению, соотношение этих пород с подстилающими отложениями устано-

вить не удалось; здесь отложения нижнего карбона образованы серыми тонкопластовыми известняками, чередующимися с черными глинистыми и известково-глинистыми сланцами, тонкими прослоями туфов, туффитов и туфо-песчаников. В известняках верхней части разреза были обнаружены *Linoproductus* cf. *panderi* A ue g b., *Spirifer* sp., *Martinia* sp., *Stereophremtis* ex gr. *disjuncta* (C a r r.) и др., а также гастроподы и криноидеи, характерные для турнейского и визейского ярусов. Мощность этих отложений достигает 600—800 м.

Повсеместно в пределах Омудевского прогиба верхи разреза нижнего карбона размыты и в бассейне Рассохи и Зырянки на них несогласно налегают породы нижней перми.

### Чибагалахский прогиб

В пределах этой структурной зоны отложения нижнего карбона известны лишь в среднем течении р. Чибагалах, где они недавно были описаны А. И. Кянно. Эти отложения представлены здесь пачкой полимиктовых и известковистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, чередующихся между собой. В основании пачки залегают мелкогалечные конгломераты с галькой известняков, кварцитов и рассланцованных эффузивов мощностью до 15 м. Среди песчаников встречаются отдельные прослои глинистых сланцев и известняков.

Общая видимая мощность отложений нижнего карбона в бассейне Чибагалаха 1100 м. Палеонтологически эти образования слабо охарактеризованы — в них встречаются лишь *Spiriferidae* плохой сохранности. Перекрываются отложения нижнего карбона песчано-сланцевой толщей среднего триаса, лежащей на них с резким угловым несогласием.

### Восточная часть Колымского массива

Нижнекаменноугольные отложения в пределах этого района весьма подробно были изучены и описаны Б. В. Пепеляевым (1961) в бассейне среднего течения Колымы, по ее левым притокам — Поповке и Большой Бургали.

В более западном из этих разрезов в долине Поповки образования этого возраста в основании представлены чередованием базальтов и долеритов, максимальная мощность которых около 30 м, известняков, известковистых песчаников и гравелитов. Эти породы перекрыты пачкой светло-серых мелкокристаллических известняков с табулятами *Syringopora* ex gr. *gracilis* Keys., *S. reticulata* Goldf., *S. romulosa* Goldf. верхнетурнейского или нижневизейского возраста. Суммарная видимая мощность этих отложений около 300—400 м.

Восточнее, в среднем течении Большой Бургали и по ее правому притоку — Каменке в основании толщи нижнекаменноугольных образований отсутствуют прослои базальтов и долеритов. Низы разреза здесь слагают оолитовые, иногда окремненные известняки с желваками черных кремней, переслаивающиеся с известняками, алевролитами и песчаниками. В отдельных прослоях известняков Б. В. Пепеляев собрал *Rhipidomella michelini* Г'Е u., *Productus* (*Avonia*) cf. *niger* G o s s., *Pr.* (*Linoproductus*) cf. *laevicostus* W h i t e, *P.* (*Dictyoclostus*) cf. *burlingtonensis* H a l l., по мнению А. П. Ротая, датирующие самые низы турнейского яруса (этрэн). Выше оолитовые известняки сменяются песчанистыми и зернистыми известняками с прослоями темно-серых известковистых сланцев с брахиоподами, трилобитами и кораллами нижнего карбона.

Суммарная видимая мощность слоев составляет здесь 520—530 м.

В других разрезах восточной части Колымского массива породы этого возраста представлены преимущественно карбонатными образова-

ниями, видимая мощность которых не превышает 300 м. Как и в других структурных зонах, в бассейне Колымы породы среднего и верхнего карбона отсутствуют. Непосредственно на нижнекаменноугольные отложения здесь налагают образования сакмарского яруса нижней перми.

### *Общие замечания*

Заканчивая описание разрезов нижнекаменноугольных отложений Колымского срединного массива, следует отметить, что в пределах большей части разреза, так же как и верхнедевонские образования, они сложены исключительно морскими отложениями (фиг. 23). Повсеместно образования нижнего карбона связаны с подстилающими девонскими образованиями постепенным переходом; исключения составляют только районы Чибгагалахского прогиба, где в основании карбона залегают конгломераты мощностью до 15 м. Здесь же наблюдается и максимальная мощность пород этого возраста, достигающая 1100 м. Количество прослоев терригенных пород в восточной части массива и в Омудевском прогибе невелико. Вулканогенные породы, базальты и долериты присутствуют лишь в зоне сочленения Омудевского прогиба с устойчивым ядром срединного массива. В этом районе они связаны с фаунистически охарактеризованными породами нижнего карбона и вероятнее всего приурочены к самым низам отдела.

### **ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОИ И МЕЗОЗОИ**

К отложениям этого возраста в изученном регионе относятся образования пермской, триасовой, юрской и меловой систем.

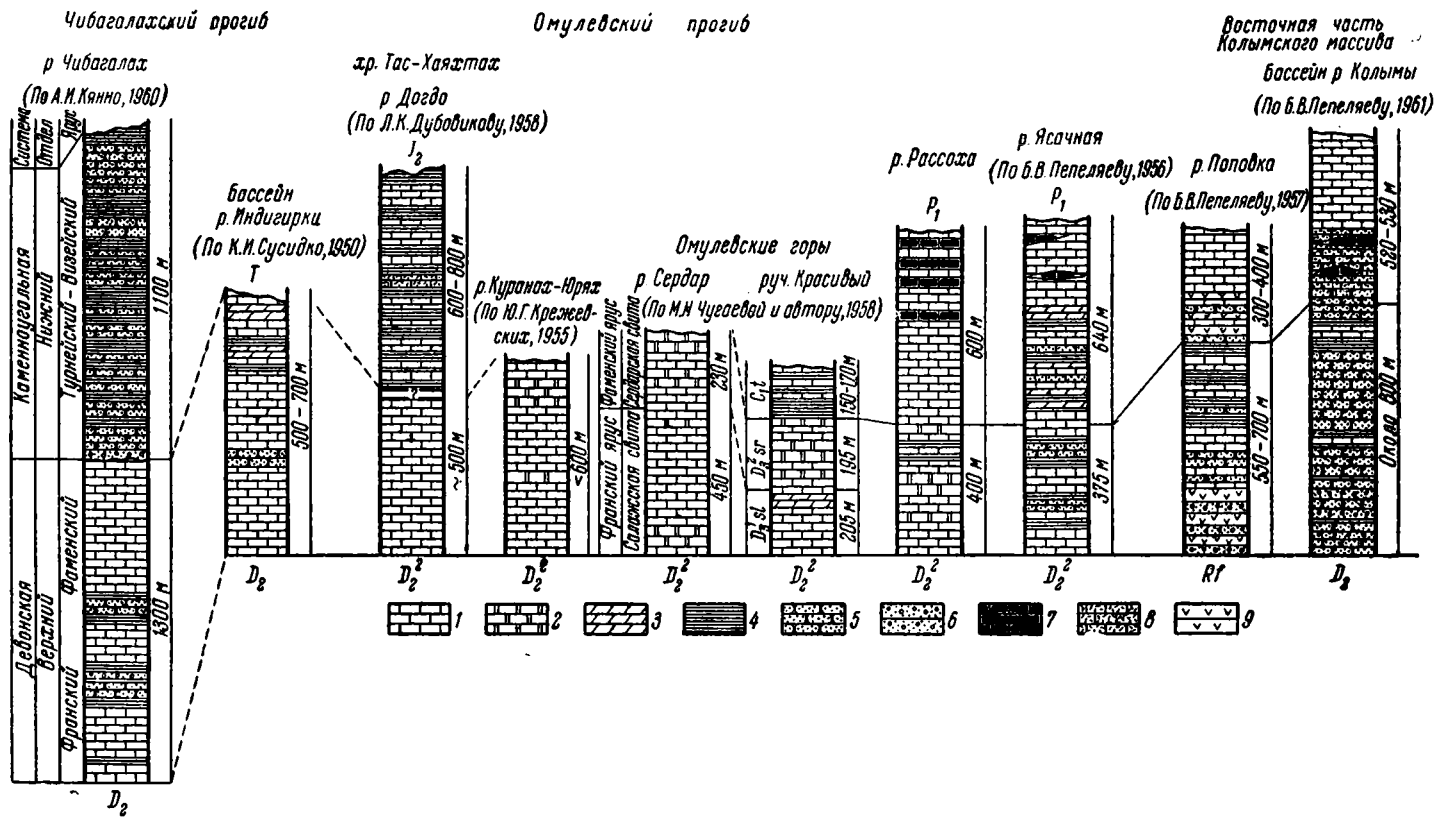
### **Пермь**

Отложения перми широко развиты в пределах Колымского срединного массива и обрамляющей его мезозойской геосинклинальной области. В последней пермские образования слагают нижнюю часть разреза верхоянского комплекса и представлены мощной толщей терригенных пород. Иное строение они имеют в пределах Колымского срединного массива. Здесь они, как правило, менее мощные и образованы известняками, сланцами и в меньшей мере основными эффузивами и их туфами и песчаниками. В пределах всей территории массива они имеют очень сходный облик, тем самым резко отличаясь от подстилающих их палеозойских отложений. Следует отметить, что образования перми изучены неравномерно. Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют с большей или меньшей степенью достоверности выделить в них отложения обоих отделов.

### *Нижняя пермь*

#### **Колымский срединный массив**

В пределах Колымского срединного массива нижнепермские образования были наиболее полно описаны в крайней западной его части. В бассейнах Колымы, Поповки и Ясачной они были изучены Б. В. Пепеляевым (1961), на Алазейском плоскогорье — Б. В. Пепеляевым и М. И. Тереховым (1962), в бассейне Зырянки — Ю. Н. Поповым, в бассейне Рассохи — А. Г. Лапшиновым и автором, а в Омудевских горах — А. А. Николаевым (1958), Е. А. Митриченко, А. И. Беляковым и другими. Почти повсеместно они залегают весьма полого и в ряде мест



Фиг. 23. Схема сопоставления разрезов верхнего девона и нижнего карбона.

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — мергели; 4 — глинистые сланцы; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — кремнистые известняки; 8 — известково-туфы; 9 — базальты и гналобазальты.

с резким угловым несогласием и с перерывом перекрывают породы нижнего и среднего палеозоя.

Фаунистически доказанные нижнепермские отложения на северо-востоке описываемого района известны лишь на Алазейском плоскогорье. Здесь, по данным Б. В. Пепеляева и М. И. Терехова, они обнажаются в небольших блоках на правобережье р. Садедемы и в бассейне р. Эгелях. В их составе присутствуют туфы андезитов с прослоями гравелитов, песчаников и туффитов, содержащие обильные окаменелости *Paeckelmannia pseudobranta* Zav., *Canocrinella cancriniformis* (Tchern.), *Neospirifer cameratus* (Mort.) и др., характерные, по мнению В. М. Завадовского, для сакмарского яруса. Мощность их не превышает 300 м.

На правобережье Колымы образования этого возраста образованы палеонтологически неохарактеризованными конгломератами, содержащими гальку песчаников и сланцев, мощностью до 100 м.

Западнее и юго-западнее в верхнем течении крупных левых притоков Колымы нижнепермские образования представлены более полно. В бассейне Зырянки основание разреза перми, по данным Ю. Н. Попова, слагают темно-серые известняки, чередующиеся с туфогенными песчаниками и сланцами с *Canocrinella cancriniformis* (Tchern.) и *Spiriferella saranae* V e g n., мощностью до 280 м, залегающие с размывом и угловым несогласием на известняках нижнего карбона. Возраст этих пород, основываясь на схеме В. М. Завадовского (1960), скорее всего определяется как нижеартинский, а не кунгурский, как первоначально определял его Ю. Н. Попов.

В долинах Ясачной и Поповки разрез нижней перми был подробно описан Б. В. Пепеляевым (1960). В бассейне Ясачной его слагают покровы миндалекаменных базальтов, их туффитов, чередующихся с линзами и прослоями внутриформационных конгломератов, песчаников и алевроитов, содержащих растительные отпечатки и брахиоподы сакмарского яруса. Мощность их достигает 270—310 м. Несколько восточнее, по р. Поповке обнажается более полный разрез нижнепермских отложений. Он сложен в основном агломератовыми туфами и туффитами, среди которых присутствуют прослой базальтов, туфогенных песчаников и известняков, содержащих обильные окаменелости сакмарского и артинского ярусов нижней перми. Видимая мощность его достигает 600—650 м.

По направлению к юго-западным окраинным частям Колымского срединного массива мощность разреза нижнепермских отложений значительно увеличивается. В долине Рассохи и по ее притокам ручьям Серечену и Трюленьи А. Г. Лапшиновым и автором был описан следующий разрез этих образований. В основании его с резким угловым несогласием на породах девона залегают туфы основных эффузивов и туфопесчаники, постепенно сменяющиеся крупногалечными и валунными конгломератами, мощность которых около 100 м. Они перекрываются среднезернистыми известковыми песчаниками и известняками мощностью до 100—150 м с прослоями черных глинистых сланцев с *Lino-productus* ex gr. *cora* (O g b.), *Neospirifer* sp., *Neophricodothyris* (?) *larini* L a v., *Canocrinella* sp. и др., характеризующими, по мнению В. М. Завадовского, сакмарский ярус. Верхи разреза сложены туфами основных эффузивов и туфопесчаниками, постепенно сменяющимися серыми глинистыми сланцами и песчанистыми известняками с брахиоподами *Jakutoproductus verchojanicus* (F r c k s.), *Lino-productus* (?) *agardi* (T o u l a), *L. cf. ufensis* (F r c k s.) и др. артинского яруса. Общая мощность нижнепермских отложений в бассейне Рассохи достигает 800—1000 м.

В Омудевских горах к нижней перми могут быть отнесены серые известковые песчаники, чередующиеся с черными глинистыми сланцами и зеленовато-серыми и голубовато-серыми кремнистыми сланцами,

залегающие несогласно на известняках девона. Мощность их обычно не превышает 600—750 м. В более западных районах, в хребтах Тас-Хаях-тах, Чималгинском и Чобагалахском, образования перми не известны и, видимо, отсутствуют, так как в этих районах отложения триаса непосредственно перекрывают известняки нижнего и среднего палеозоя.

### Иньяли-Дебинский синклиорий

В пределах Иньяли-Дебинского синклиория на обоих его бортах нижнепермские образования не известны. Только в ядре сопряженного с ним Аян-Уряхского антиклинория породы этого возраста, по данным Л. И. Ларина, представлены сланцами и песчаниками с прослоями туфогенных сланцев и туфоконгломератов видимой мощностью до 1500—2000 м.

#### Верхняя пермь

### Колымский срединный массив

Верхнепермские образования широко распространены в восточной части описываемого района, на правобережье Колымы, где они были описаны С. В. Обручевым (1933), В. А. Вакаром, А. П. Королевым и другими. По данным А. П. Королева, в районе Половинного Камня на конгломератах нижней перми согласно залегают темно-серые известняки с обломками брахиопод, кораллов и мшанок, которые выше по разрезу перекрываются глинистыми сланцами, общей мощностью около 800 м. Палеонтологический комплекс, собранный в этих образованиях, датирует их возраст как верхнепермский.

Южнее, на правобережье Колымы, в бассейне Шаманихи Г. Г. Федорович установил, что отложения верхней перми в этом районе характеризуются наличием туфогенного материала. По данным этого исследователя, пермские породы представлены здесь чередованием туфов кислых эффузивов, туфогенных и полимиктовых песчаников с песчанистыми и глинистыми сланцами и органогенными известняками, суммарной мощностью до 1000—1200 м.

По направлению на запад и юго-запад мощность отдельных горизонтов верхней перми значительно сокращается. В долине Зырянки они были описаны Ю. Н. Поповым, по данным которого низы разреза образуют глинистые сланцы с известково-глинистыми конкрециями, кристалло-кластические и пизолитовые туфы и темно-зеленые туфогенные песчаники. Выше они сменяются темно-серыми органогенными известняками с тонкими прослоями туфов и туфогенных известняков, перекрывающихся трансгрессивно сланцами среднего триаса. Видимая мощность верхней перми здесь не превышает 350 м.

Южнее верхнепермские отложения обнажаются в бассейне Рассохи и по ее левым притокам. Нижние горизонты их здесь сложены темно-серыми песчанистыми известняками и органогенно-обломочными известняками с *Canocrinella koninckiana* (Keys), *C. (?) cf. tschernyschewi* (Netsch.), *Linoproductus (?) cf. kelymaensis* (Lich), *Strophalosia* ex gr. и др., характеризующими, по мнению В. М. Завадовского, верхнюю пермь. Они перекрываются черными глинистыми сланцами с прослоями массивных органогенных известняков. Мощность этих отложений 400 м. В Омудлевских горах условно к верхней перми относится пачка кремнистых и глинистых сланцев и глинистых известняков, переслаивающихся с пестроцветными глинистыми сланцами, общей мощностью в несколько сотен метров.

В более западных районах в пределах Колымского срединного массива верхнепермские отложения отсутствуют.



## Иньяли-Дебинский синклиорий

В пределах Иньяли-Дебинского синклиория образования верхней перми, как и подстилающие их нижнепермские отложения, не выходят на дневную поверхность. В то же время они широко развиты в складчатых структурах, обрамляющих синклиорий с юга и с юго-запада — в Аян-Уряхском антиклинории и Балыгычано-Сугойском поднятии. В первом из этих районов в бассейне р. Детрин, по данным Х. И. Калугина, они образованы алевропелитовыми сланцами, чередующимися в средней части толщи с редкими прослоями песчаников и конгломератов, общей мощностью 2000 м. В бассейне р. Буюнды (Балыгычано-Сугойское поднятие) образования верхней перми представлены песчано-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями туфов, туффитов, туфогенных сланцев и туфоконгломератов, суммарная видимая мощность которых достигает 2000—2200 м.

### *Общие замечания*

Таким образом, в пределах описываемых двух крупных структурных элементов пермские отложения существенно различаются как по вещественному составу, так и по мощности. На территории Колымского срединного массива образования перми представлены в основном сланцами и известняками, среди которых имеются многочисленные прослои и пачки туфов основных эффузивов и в отдельных районах (бассейны Ясачной и Поповки) — базальтов и андезито-базальтов. Следует отметить, что вулканогенные образования наиболее широко развиты в районах, где известны эффузивные породы, и в подстилающих среднепалеозойских отложениях.

Общая суммарная мощность перми в пределах Колымского срединного массива достигает 1000—1800 м.

В Аян-Уряхском антиклинории, обрамляющем Иньяли-Дебинский синклиорий с юго-запада и юга, пермские отложения сложены в основном породами песчано-сланцевого ряда являющимися нижним членом верхоянского геосинклинального комплекса. Вулканогенные образования играют в них сугубо подчиненную роль, а в некоторых разрезах почти совсем отсутствуют. Общая суммарная мощность перми здесь значительно больше и достигает 3500—4000 м.

## Триас

Образования триасового возраста известны как в пределах Колымского срединного массива, так и в Иньяли-Дебинском синклиории. Они представлены морскими песчано-сланцевыми и карбонатными отложениями, в которых в пределах мезозойской геосинклинальной зоны, обрамляющей Колымский срединный массив, выделяются все три отдела. На срединном массиве, за исключением крайней восточной части описываемого региона, нет полного разреза триаса. Особенно слабо здесь представлены образования нижнетриасового возраста.

### *Нижний триас*

#### Колымский срединный массив

В пределах изученной части Колымского срединного массива выходы пород нижнего триаса известны лишь на востоке, на Юкагирском плоскогорье и в хребте Тас-Хаяхта.

В первом из этих районов Б. В. Пепеляев (1961) установил, что породы нижнего триаса сменяют верхнепермские образования. В долине

ручья Котох-Балыктах они представлены песчаниками, алевролитами и черными глинистыми сланцами, количество прослоев которых постепенно увеличивается вверх по разрезу. В этих породах были собраны *Nordophiceras karpinskii* (Mojs.), *N. cf. schmidti* (Kirg.), *Dieneroceras aff. demokidovi* Kirg., характерные для нижнего триаса. Мощность нижнетриасовых отложений здесь достигает 65—70 м.

В хребте Тас-Хаяхта породы нижнего триаса обнажаются по левым притокам Умбы и Хара-Сала, где они несогласно залегают на известняках палеозойского возраста. По данным Л. К. Дубовикова (1961), они представлены в основании мелкогалечными конгломератами и грубозернистыми песчаниками, которые быстро по разрезу сменяются черными глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с аммонитами оленекского яруса. Мощность этой пачки около 250 м.

На обширной территории между двумя этими районами отложения нижнетриасового возраста отсутствуют и в бассейне Зырянки и Рассохи среднетриасовые песчаники залегают непосредственно на породах верхней перми.

### Иньяли-Дебинский синклиорий

В Иньяли-Дебинском синклиории образования нижнего триаса не обнажены. Однако они широко представлены на северо-восточном периклинальном замыкании Аян-Уряхского антиклинория, в районах, расположенных южнее и юго-западнее. Здесь, в бассейне р. Неры нижние горизонты нижнего триаса не известны (Гавриков, 1958).

Верхняя часть нижнего триаса представлена чередованием песчано-глинистых, глинисто-песчанистых и алевроитовых сланцев и туфогенных песчаников с обильными окаменелостями оленекского яруса. Общая мощность сланцевой нижнетриасовой толщи свыше 2500 м. Следует отметить, что в этих районах образования индского яруса не обнажены, что не позволяет говорить об истинной мощности нижнетриасовых пород.

### Средний триас

Отложения среднего триаса в пределах Колымского срединного массива и в сопредельных с ним мезозойских геосинклинальных структурах широко распространены и прекрасно палеонтологически охарактеризованы.

### Колымский срединный массив

На территории Колымского срединного массива образования среднего триаса, кроме Юкагирского плоскогорья и хребта Тас-Хаяхта (т. е. тех районов, где распространены отложения нижнего триаса), известны и на юго-западных отрогах хребта Арга-Тас, в бассейнах Зырянки и Рассохи.

В северо-восточной и восточных частях описываемой области, по данным Б. В. Пепеляева, Г. С. Корпачевой и М. Н. Тягунова, отложения среднего триаса обнажаются в долинах рек Котох-Балыктах и Пунгали. В бассейне Котох-Балыктаха они представлены черными глинистыми сланцами с шаровидными конкрециями (мощностью до 200 м) с окаменелостями анизийского и ладинского ярусов. По направлению на север, в среднем течении Пунгали, сланцы фашиально сменяются зеленовато-серыми туфоконгломератами, песчаниками и темно-серыми глинистыми сланцами с *Parapopanoceras ex gr. malmreni* Lindstr., *Amphipopanoceras dzeginensis* Voip., характерными для анизийского яруса.

Юго-западнее, в бассейне Зырянки, среднетриасовые образования, по данным А. В. Зимкина (1938<sub>1</sub>) и Ю. Н. Попова, залегают несогласно с конгломератами в основании на известняках нижнего карбона. Выше по разрезу конгломераты сменяются темно-серыми известково-пелитовыми и туфогенными сланцами и линзами и прослоями известняков и песчаников с *Indigirites* ex gr. *krucli* Порова (et Ms), *Monophyllites* sp., *Hungarites* (?) sp., *Trigonodus* aff. *praelongus* Кираг., *Spiriferina homfrayi* Порова и другими формами, характерными для ладинского яруса. Мощность среднего триаса в этом районе 250—280 м.

В 30—50 км южнее этого района, в бассейне Рассохи, по ее левому притоку — Трюлиньи, по данным автора, среднетриасовые образования представлены чередованием черных и песчано-глинистых сланцев с песчаниками, алевролитами и известняками. Среди них в виде отдельных прослоев присутствуют туфогенные сланцы и туфы основных эффузивов, общей мощностью до 150—180 м. В этих прослоях были собраны: *Discophyllites* aff. *nicolaevi* Порова, *Spiriferina subkaihikuana* Порова, *Iosidonia* sp. indet., *Gymrotoceras* и др., датирующие верхи ладинского яруса.

В пределах горной системы Черского образования среднего триаса известны лишь в хребте Тас-Хаяхта, в бассейне р. Крест-Юрях, где они несогласно перекрывают известняки верхнего силура. Они представлены, по Л. К. Дубовикову и В. К. Лежоеву (1959), чередованием черных глинистых сланцев и песчаников и туфопесчаников, среди которых имеются прослойки и пачки порфиринов и их туфов с *Paraceratites gastroplanus* Порова, *Arctohungarites* cf. *triformis* Мойс., *A.* ex gr. *triformis* Мойс., *Amphipopanoceras dzeginensis* Воин. и др. Мощность их достигает 350—400 м.

В пределах остальной части хребта породы среднего триаса не установлены.

### Иньяли-Дебинский синклинорий

Образования среднетриасового возраста в Иньяли-Дебинском синклинории не обнажены. Они широко представлены в сопредельных структурах, обрамляющих синклинорий с запада и юго-запада, в Адычанском и Аян-Уряхском антиклинориях.

На северо-востоке Аян-Уряхского антиклинория, в бассейне р. Адычи, по данным В. Ф. Возина (1959), анизийский и ладинский ярусы среднего триаса представлены чередованием песчаников, алевролитов и алевро-пелитов, перекрытых в верхах разреза алевролитами. Общая видимая мощность пород этого возраста достигает 2300—2600 м.

### Верхний триас

Породы верхнего триаса распространены в тех же районах Колымского срединного массива, что и нижележащие. В Иньяли-Дебинском синклинории они участвуют в строении обоих его крыльев.

### Колымский срединный массив

Верхнетриасовые породы в пределах изученной части срединного массива известны лишь в его восточной половине. Они были описаны Б. В. Пепеляевым (1960), М. И. Тереховым (Пепеляев, Терехов, 1962), А. В. Зимкиным (1938<sub>1</sub>), Ю. Н. Поповым и другими.

На крайнем северо-востоке Юкагирского плоскогорья, на правобережье Колымы, образования этого возраста представлены известковистыми сланцами, алевролитами и ракушечняковыми известняками мощностью 500—600 м.

Западнее, на Алазейском плоскогорье образования верхнего триаса были установлены Б. В. Пепеляевым и М. И. Тереховым (1962) по притокам рек Седедемы и Кыллаха. Они трансгрессивно залегают на породах девона и сложены туфами основных пород и туффитами, чередующимися с прослоями песчаников и ракушечняковых известняков с *Monotis ochotica* (Keys.), *M. scutiformis* var. *typica* Kipar., *M. jakutica* Tell., *Halobia austriaca* Mojs., *H. cf. fallax* Mojs. и др., определяющими возраст пород как карнийский и норийский. Общая мощность толщи достигает 150—200 м.

В северной части хребта Арга-Тас, в бассейне Зырянки, разрез пород верхнего триаса был описан А. В. Зимкиным (1938<sub>1</sub>) и Ю. Н. Поповым. В основании его залегают темные глинистые и туфогенные известняки, которые выше по разрезу чередуются с известково-глинистыми сланцами и отдельными прослоями туфов основных эффузивов. В этих отложениях были собраны окаменелости карнийского и норийского ярусов: *Halobia zitteli* Lind., *Monotis* ex gr. *scutiformis* Tell, *Monotis ochotica* (Keys.), *M. cf. jakutica* Tell. и др. Мощность этих пород 250—300 м.

Южнее, в центральной части того же хребта, в долине р. Рассохи и ее притоков, по автору, верхнетриасовые образования согласно перекрывают породы среднего отдела этой системы. Они представлены чередованием серых песчанистых известняков, известковистых песчаников, алевролитов и черных глинистых сланцев с туфами и туфогенными песчаниками с обильной монотисовой фауной карнийского и норийского ярусов. Общая мощность их достигает 350—400 м. В южной части хребта Арга-Тас, на его восточных отрогах, в бассейне Ясачной Б. В. Пепеляевым (1961) были установлены зеленовато-серые известковистые песчаники и песчанистые известняки с редкими прослоями черных глинистых сланцев, общей мощностью 40 м, с *Sirenites senticosus* Dittm., *S. irregularis* Kipar., *S. cf. hayesi* Smith, *Proarcestes* cf. *gaytani* (Klipst), соответствующие нижней зоне карнийского яруса. Выше по разрезу они сменяются черными глинистыми и песчано-глинистыми сланцами и глинистыми известняками (мощностью 85 м) с *Pseudomonotis jakuticaeformis* Kipar., *Monotis scutiformis* var. *korkodonica* Kipar., *Monotis ochotica* (Keys.), *M. jakutica* Tell.

На левобережье Ясачной известны выходы туфогенных песчаников с монотисовой фауной.

В пределах горной системы Черского образования верхнетриасового возраста отсутствуют.

### Иньяли-Дебинский синклиорий

Отложения верхнего триаса, обнажающиеся в крыльях Иньяли-Дебинского синклиория, были описаны Б. И. Акуловым (1961), Ю. М. Бычковым (1961<sub>1, 2</sub>), А. И. Кянно и В. В. Шевченко (1961).

В северо-восточном крыле синклиория в бассейне р. Тирехтях, по В. В. Шевченко (1961), они с базальными конгломератами в основании несогласно залегают на палеозое. Выше конгломераты сменяются черными песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, чередующимися с прослоями внутрiformационных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, общей мощностью около 1500 м. Северо-западнее, в бассейне Чибагалаха, А. И. Кянно отнес к верхнему триасу глинисто-алевролитовые и глинистые сланцы, переслаивающиеся с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами известняков, содержащих окаменелости карнийского и норийского ярусов. Мощность этих пород также достигает 1500—1600 м.

В юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклиория, по данным Б. И. Акулова (1961), верхнетриасовые образования представлены гли-

нистыми и алевроито-глинистыми сланцами, чередующимися с отдельными прослоями и пачками песчаников и алевролитов с обильной фауной. Общая суммарная мощность верхнего триаса в этих разрезах 2000—2800 м.

### *Общие замечания*

Сопоставляя разрезы триаса Колымского срединного массива и Иньяли-Дебинского синклиория, легко устанавливается их резкое различие между собой. Эти разрезы отличаются как по вещественному составу, так и по мощностям.

На Колымском срединном массиве триасовые образования перекрывают палеозойские породы различного возраста и представлены морскими известняково-песчано-сланцевыми отложениями с большим количеством прослоев туфов основных эффузивов и туфогенных песчаников. Как правило, разрезы триаса срединного массива обнажаются в районах, далеко расположенных один от другого, и характеризуются пестротой состава и специфическими особенностями для каждого из них. Суммарная мощность триаса Колымского срединного массива около 700—900 м.

В пределах Иньяли-Дебинского синклиория триас образован песчано-сланцевыми толщами верхоянского комплекса. Пока трудно говорить о какой-либо фациальной изменчивости его из-за общей однородности слагающих его пород.

Следует только отметить, что по направлению к массиву в верхнем триасе одновременно с уменьшением его мощности резко увеличивается количество прослоев песчаников. Общая мощность триаса Иньяли-Дебинского синклиория и сопряженных с ним геосинклинальных структур не менее 7000—8000 м, т. е. почти в десять раз больше, чем на срединном массиве.

## **Юра**

Образования юрской системы на описываемой территории развиты почти повсеместно. В пределах Колымского срединного массива породы этого возраста выполняют наложенные структуры и являются одним из основных элементов в строении мезозойского чехла. Они обнажаются на Алазейском и Юкагирском плоскогорьях, в хребтах горной системы Черногое и особенно широко на обширной площади межгорных равнин, которые их разделяют. На Колымском срединном массиве отложения юры представлены всеми тремя отделами, причем нижние два отдела сложены в основном морским песчано-сланцевым комплексом, а верхний — преимущественно вулканогенными и континентальными терригенными образованиями. В Иньяли-Дебинском синклиории юрские породы достигают максимальных мощностей, слагая верхнюю часть песчано-сланцевого верхоянского комплекса.

Во всем районе породы юры прекрасно палеонтологически охарактеризованы. Собранные в них палеонтологические коллекции, как уже указывалось, позволяют выделить в основных структурно-фациальных зонах образования трех отделов.

### *Нижняя юра*

Отложения нижнего отдела юры в Иньяли-Дебинском синклиории расчленены на все три яруса. В пределах Колымского срединного массива они выделяются как литологически единая толща.

Нижнеюрские отложения обнажаются преимущественно в северной и восточной частях срединного массива. Они были изучены Б. В. Пепеляевым (1961) и М. И. Тереховым (Пепеляев, Терехов, 1962).

По данным Б. В. Пепеляева (1961), в северной части массива, на правобережье Колымы, отложения нижней юры представлены темно-серыми глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, чередующимися с песчаниками и реже гравелитами с пеллециподами нижнего лейаса — *Pseudomonotis originalis* Kirag., *Anaucella limaeformis* (Tschk.), *Chlamys textoria* (Schloth.) и др.; общая мощность отложений около 300 м.

На юге Юкагирского плоскогорья и на Алазейском плоскогорье песчано-сланцевые образования этого возраста почти целиком замещаются вулканогенно-осадочным комплексом. В первом из этих районов, на левобережье Ясачной, они представлены пепловыми и витрокластическими туфами и туфогенными песчаниками с тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов, в которых были найдены *Pseudomonotis originalis* Kirag. Приблизительная мощность этих образований около 200 м. На Алазейском плоскогорье в бассейне р. Кыллах, по данным Б. В. Пепеляева и М. И. Терехова (1962), нижняя юра образована пепловыми туфами и туффитами с маломощными прослоями конгломератов, содержащими окаменелости средне- и верхнелейасового возраста — *Arctotis marchaeensis* Petr., *Mytiloidea amygdoloides* (Goldf.), *Dactyloceras* aff. *annulatum* Sow., *Pseudolioceras* cf. *whitbiense* Buskm. и др. Мощность их около 300 м.

В более западных частях Колымского срединного массива нижнеюрские образования не были описаны и, видимо, отсутствуют.

### Иньяли-Дебинский синклиорий

Образования нижнеюрского возраста участвуют в строении крыльев Иньяли-Дебинского синклиория и распространены на обширной территории. Ю. М. Бычковым (1961<sub>1,2</sub>), С. И. Гавриковым (1958) и Л. Н. Поповым (Гавриков, Попов, 1961) были детально описаны разрезы этих отложений в бассейнах Индигирки, Неры и Берелеха.

В бассейне Неры, по ее правым притокам — Артыку, Хара-Юряху и Бурустаху, Ю. М. Бычков, специально изучавший строение Иньяли-Дебинского синклиория, составил следующий разрез пород этого возраста. Основание его слагают образования берелехской свиты верхнего нория (?) — нижнего лейаса, согласно залегающей на породах верхнего триаса. Она сложена чередованием окремненных алевролитов, глинистых сланцев, песчаников и известняков с тонкими прослоями черных углисто-кремнистых сланцев и туфов, общей мощностью не менее 500 м. Выше они сменяются породами аренской свиты (средний и верхний лейас), представленной чередованием алевролитов и глинистых сланцев с редкими прослоями аркозовых песчаников, гравелитов, конглобрекчий и пепловых туфов. Мощность свиты около 800 м. Суммарная мощность нижней юры в этих разрезах 1300 м.

Сходный разрез отложений этого возраста приводится С. И. Гавриковым и Л. Н. Поповым (1961) по левым притокам Индигирки. По данным этих исследователей, они представлены здесь алевролитами, грауваковыми песчаниками и глинистыми сланцами, общей мощностью до 1200—1500 м.

Повсеместно описанные выше образования в пределах синклиория согласно перекрываются породами средней юры.

Отложения средней юры в пределах Колымского срединного массива известны на очень ограниченной площади, в отличие от Иньяли-Дебинского синклинория, где они выполняют его ядро и прослеживаются непрерывной полосой почти на 800 км. Здесь в образованиях этого возраста выделяются породы алленского, байосского и батского ярусов.

### Колымский срединный массив

Среднеюрские образования на Колымском срединном массиве были описаны Б. В. Пепеляевым (1961), М. И. Тереховым (Пепеляев, Терехов, 1962) и Л. К. Дубовиковым и В. К. Лежоевым (1959) в трех, удаленных один от другого, районах.

В первом из них, на востоке описываемой территории, по данным Б. В. Пепеляева, отложения средней юры обнажаются на правобережье Колымы в верховьях Летней. На западе этого участка они представлены темными алевролитами с прослоями песчаников, которые по направлению на восток фациально замещаются крупнозернистыми песчаниками и иногда гравелитами с *Inoceramus* cf. *anilis* Pčel., *I. ambiguus* Eichw., *I. eximius* Eichw. и др. Общая мощность этих пород около 400 м.

Западнее, в пределах Алазейского плоскогорья, в верховьях Седедемы и Кыллаха, по Б. В. Пепеляеву и М. И. Терехову (1962), среднеюрские образования в основании представлены мощным горизонтом валунно-галечных конгломератов, сменяющихся выше гравелитами, песчаниками, туфитами и пепловыми туфами, в которых были собраны *Inoceramus formosulus* Vog., *I. lucifer* Eichw., *I. retrorsus* Keys., *Calliphylloceras* ex gr. *disputabile* Zitt. и др. Мощность этих образований порядка 400 м.

В пределах горной страны Черского породы среднеюрского возраста известны лишь в хребте Тас-Хаяхта на левобережье р. Догдо, где они были установлены В. К. Лежоевым и В. П. Фагутовым. Им эти отложения были выделены в джабульгендинскую свиту. Образования свиты трансгрессивно и несогласно залегают на известняках нижнего карбона и в основании сложены конгломератами и грубозернистыми песчаниками, которые выше по разрезу перекрываются известково-глинистыми сланцами, чередующимися с известняками и песчаниками. В этих породах были найдены *Inoceramus* aff. *ambiguus* Eichw., *I.* cf. *retrorsus* Keys., *I.* cf. *ussuriensis* Vog., *I. eximius* Eichw., *Terebratula lamuthaensis* Mois., *T. subkokhgensis* Mois. и др., характерные для батского яруса. Мощность свиты в долине р. Мукдукан около 150 м.

### Иньяли-Дебинский синклинорий

В пределах Иньяли-Дебинского синклинория среднеюрские образования широко распространены в его ядре и согласно перекрывают песчаники нижней юры. Наиболее полные разрезы этих отложений были описаны Ю. М. Бычковым (1961) на левом берегу р. Артык и С. И. Гавриковым и Л. Н. Поповым (1961) в истоках Индигирки.

В долине Артыка породы этого возраста выделены Ю. М. Бычковым в мередуйскую свиту, которая в свою очередь разделена на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена чередованием аркозовых и граувакковых песчаников с алевролитами и глинистыми сланцами; в средней преобладают песчаники, среди которых имеются подчиненные прослои глинистых сланцев и алевролитов; верхняя подсвита образована преимущественно толстослоистыми песчаниками с растительным

детритом. Характерно, что переслаивание пород мередуйской свиты часто напоминает флиш. Общая мощность ее равна 2000—2300 м.

Близкие по своему типу образования средней юры обнажаются в верховьях Индигирки, где, по данным С. И. Гаврикова и Л. Н. Попова, мощность их достигает 2000 м. Как правило, и здесь разрез пород этого возраста венчается толстослоистыми песчаниками.

### Верхняя юра

Породы верхнего отдела юрской системы широко развиты в пределах Колымского срединного массива. Здесь известен их наиболее полный разрез. Эти образования выполняют наложенные структуры и трансгрессивно перекрывают все более древние образования. В Иньяли-Дебинском синклинории верхнеюрские отложения известны лишь в его ядре и по возрасту отвечают только низам отдела. Породы верхней части этого отдела юрской системы в пределах синклинория отсутствуют.

### Колымский срединный массив

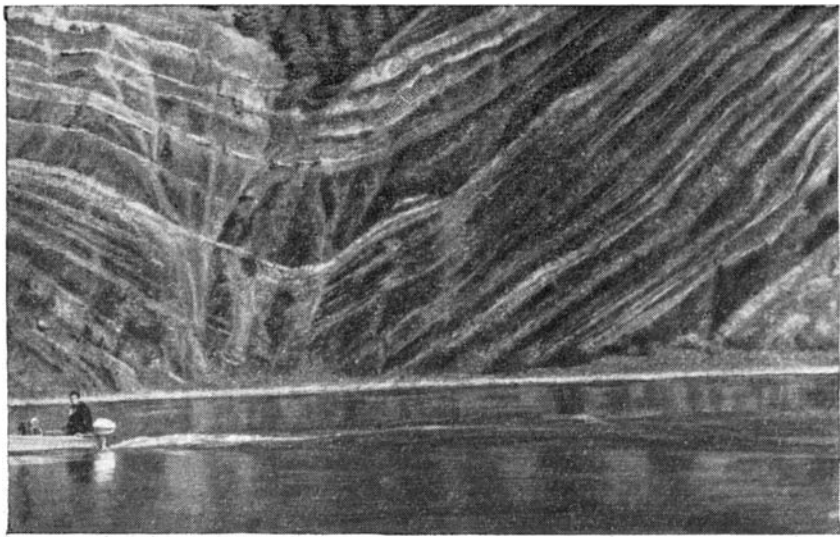
На обширной территории юго-западной части срединного массива верхнеюрские образования представлены терригенными, терригенно-эффузивными и эффузивными породами различного состава. Изучением стратиграфии этих отложений занимались И. Р. Якушев (1959), Б. В. Пепеляев (1961), М. И. Терехов (Пепеляев, Терехов, 1962), Л. К. Дубовиков (1961), Г. А. Гребенников (1961<sub>1</sub>) и другие. По данным этих исследователей, по типу разреза и мощностям верхнеюрских отложений в пределах массива выделяются три района: северо-восточный, захватывающий север Юкагирского плоскогорья и Алазейское плоскогорье; центральный — правобережье Момы и Илинътасский хребет и южный и юго-западный, обнимающий почти всю горную страну Черского. Для каждого из этих районов мы рассмотрим основные разрезы.

В пределах северо-восточной части описываемой территории верхнеюрские отложения были описаны В. А. Касаткиным в верховьях р. Нимчан и Б. В. Пепеляевым и М. И. Тереховым (1962) на Алазейском плоскогорье. В истоках Нимчана обнажаются самые низы верхней юры, которые представлены темно-серыми полимиктовыми песчаниками с мало-мощными прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев с *Astarte* sp. (aff. *Modiola ovis* В а в.), *Modiola* sp. (*M. ex gr. strajeskiana* О г б.), *Phylloceras* sp., по мнению А. Ф. Ефимовой, бат-келловейского возраста; мощность около 400 м.

Западнее и северо-западнее породы верхней юры обнажаются по периферии Алазейского плоскогорья и в отдельных эрозионных выступах на правобережье Колымы. В низах они представлены песчаниками с прослоями гравелитов и туфогенных и глинистых сланцев, туфов и туффитов среднего и основного состава. Выше по разрезу эти образования сменяются андезитами и андезито-базальтами, переслаивающимися с туфолавами и туфобрекчиями. В этих породах были собраны *Terebratulula kolimaensis* Мо is., *Meleagrinnella* cf. *margacea* (V o r.), *Aucellula lata* Т r a u t., *A. bronni* (R o u i l l.) L a h., *A. rugosa* F i s c h., *A. terebratuloides* L a h., *Entolium* aff. *vitreus* R o e m., *Cylindroteuthis obelisca* (P h i l l.) и др. Мощность этой толщи не менее 500—600 м.

В центральном районе изученной части срединного массива верхнеюрские отложения широкой полосой протягиваются в Илинътасском хребте, на водоразделе между реками Момой и Ожогойной, от долины Зырянки на юго-востоке до левобережья Индигирки на северо-западе. Основание разреза верхней юры в этом районе, по И. Р. Якушеву (1959), образуют отложения илинътасской свиты. Она сложена лито-





Фиг. 24. Чередование песчаников и сланцев бастахской свиты  
(р. Индигирка, у быв. пос. Зашиверска).

кластическими туфами, чередующимися с маломощными прослоями агломератовых лав андезитового состава, туфоконгломератами, туффитами, туфогенными песчаниками и сланцами. В этих образованиях были собраны обильные окаменелости — *Terebratula kolymaensis* Mojs., *Aucella bronni* (Ro uill.), *A. mosquensis* (B uch.), *Bureiamya mariae* (O r b.), *Cadoseras* sp. и др., датирующие возраст свиты как келловейский — низы нижневолжского яруса. Мощность илиньтасской свиты около 750—900 м.

Вышележащая бастахская свита представлена в основании глинистыми сланцами и алевролитами, чередующимися с разнозернистыми песчаниками и тонкими прослоями туффитов. В верхней половине свиты преобладают песчаники и алевролиты, в которых встречается в большом количестве растительный детритус (фиг. 24). Палеонтологически свита не охарактеризована, однако по стратиграфическому положению возраст ее определяется как нижневолжский — нижневаланжинский. Мощность ее достигает 1700—1900 м.

В пределах горной системы Черского и в прилегающих к ней с юга районах верхнеюрские образования распространены довольно широко. Они представлены в основном вулканогенными породами, разрез которых весьма подробно был изучен в верховьях р. Догдо и по ее притокам. По данным Л. К. Дубовикова, основание его слагают породы мукдуканской свиты, представленной миндалекаменными долеритами, андезитами, спиллитами, кварцевыми порфирами и их туфами с редкими прослоями черных глинистых сланцев, общей мощностью 200—230 м. Сменяющая ее выше по разрезу эмтанжинская свита сложена конгломератами, песчаниками, углисто-глинистыми и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями кислых эффузивов и линзами бурых углей мощностью до 5 см. В породах этой свиты были собраны *Aucella pallasii* Ke ys., *A. cf. plicata* Ke ys., *Pecten cf. oitreus* Ro em., *P. cf. dimissus* P h i l. и др., определяющие их возраст как верхний оксфорд — нижний киммеридж. Мощность эмтанжинской свиты около 300 м. Следующая по разрезу догдинская свита образована кварцевыми порфирами, кварцевыми фельзитпорфирами, их туфами и туфалавами, чередующимися с отдельными прослоями черных глинистых сланцев

с *Pachyteleuthis* cf. *panderi* Or b. киммериджского возраста. Мощность свиты 1000—1200 м.

Вулканогенные образования в самых верхах разреза верхней юры бассейна Догдо с перерывом и угловым несогласием перекрываются аркозовыми песчаниками, чередующимися с черными глинистыми сланцами и алевролитами *Aucella fischeri* Or b., *A. cf. rugosa* F i s c h., *A. cf. trigonoides* L a h., *A. cf. jasi k o v i* P a v l., датирующими возраст вмещающих их пород как нижеволжский. Мощность этой пачки 285—380 м.

Суммарная мощность верхней юры в долине Догдо 2000—2100 м.

На юге горной системы Черского, в бассейне Ясачной, по данным Б. В. Пепеляева (1961), выдерживается в целом сходный разрез образований этого возраста. Следует лишь отметить, что здесь эффузивы имеют меньшую мощность и преобладают туфогенные разности. Мощность верхней юры в этих разрезах также достигает 2000—2100 м.

### Иньяли-Дебинский синклиорий

В пределах этого крупного структурного элемента верхнеюрские образования не выделялись до самого последнего времени. Только в 1960 г. Б. В. Кравцовым на водоразделе Хара-Юрях — Бурустах и Ю. М. Бычковым (1961) в бассейне р. Аркагалы они были выделены в костерскую свиту келловейского возраста. Последняя представлена тонким переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых, а иногда и туфогенных сланцев. В этой толще пород часто встречаются растительные остатки, известково-сидеритовые конкреции и гальки осадочных пород, дацитов и диорит-порфиритов. Мощность свиты, по данным Ю. М. Бычкова, — 2000 м.

По направлению на северо-запад к центральному замыканию синклиория мощность свиты постепенно сокращается до 1000 м (Гавриков и Попов, 1961).

Более высокие горизонты верхней юры в Иньяли-Дебинском синклиории не были описаны.

### Общие замечания

Остановимся кратко на общей характеристике разрезов юры Колымского срединного массива и Иньяли-Дебинского синклиория.

Нижне- и среднеюрские образования в пределах срединного массива распространены лишь в северных и восточных районах и представлены преимущественно мелководными известково-песчано-сланцевыми отложениями, среди которых имеются многочисленные прослои вулканогенно-осадочных пород. Их суммарная мощность не свыше 600 м. В Иньяли-Дебинском синклиории, в отличие от срединного массива, эффузивные образования и их туфы почти отсутствуют. Только в нижней части разреза нижней юры имеются прослои туфов и туфогенных песчаников, которые играют подчиненную роль. Породы этого возраста в синклиории в основном сложены песчано-сланцевым верхоянским комплексом, по составу мало отличающимся от подстилающих пород триаса, мощностью 3500—3800 м.

Литологически отложения низов верхней юры Колымского срединного массива и Иньяли-Дебинского синклиория еще более резко отличаются друг от друга. Если в пределах массива последние представлены исключительно эффузивами, образующими крупные покровы или представляющими собой локальные трещинные излияния, то в синклиории низы верхней юры сложены песчано-сланцевыми геосинклинальными образованиями. Мощности этих двух литологических комплексов трудно сравнивать между собой. В синклиории известны лишь самые низы разреза

(келловей), мощность которых 2000 м. На срединном массиве верхняя граница келловейского яруса во всех разрезах является условной. Мощность отложений от келловей до киммериджа включительно здесь достигает 2000—2300 м.

Отложения верхней юры в пределах массива выполняли наложенные впадины, в которых происходило накопление вначале вулканогенно-терригенных, а затем континентальных терригенных образований, являющихся аналогами молассовой формации. Мощность последних 1700—1900 м. В наиболее прогнутых частях впадин терригенные континентальные отложения сменяются угленосно-терригенными породами нижнего мела.

## Мел

Образования мелового возраста представлены повсеместно в изученном районе терригенными континентальными отложениями, выполняющими наложенные впадины. В пределах Колымского срединного массива выделяются породы нижнего и верхнего мела, а в Иньяли-Дебинском синклинории лишь верхнего мела, притом на очень незначительной площади.

### Нижний мел

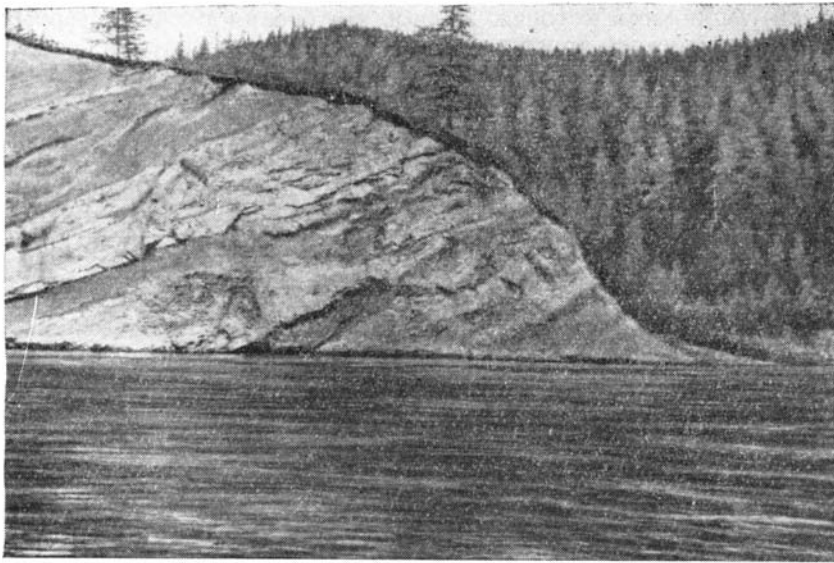
#### Колымский срединный массив

В пределах Колымского срединного массива нижнемеловые отложения обнажаются в северо-восточных предгорьях хребта Илинь-Тас, прослеживаясь на 300 км от долины р. Селенных до Колымы и в среднем течении Момы. Они были описаны в бассейнах Ожогойной, Зырянки и Индигирки П. Н. Ушаковым (1938), А. В. Зимкиным (1938<sub>1</sub>), Б. И. Дранниковым (1947), А. А. Волосатовым (1947), Г. Г. Поповым (1959) и автором, а в среднем течении Момы — М. И. Аргуновым и В. В. Шевченко.

По разработанной Г. Г. Поповым единой стратиграфической схеме этих образований основание разреза нижнего мела слагают породы ожогинской свиты, которые представлены чередованием конгломератов и песчаньков с подчиненными прослоями алевролитов, глинистых сланцев и линзами каменных углей, залегающими трансгрессивно на верхнеюрских отложениях. Мощность свиты непостоянна: в бассейне Зырянки не более 2000 м, в долине р. Мятис около 1500 м, а по Индигирке она сокращается до 700 м. По притоку Момы — Тихон-Юряху мощность пород ожогинской свиты не выше 250—500 м. Вышележащую сляпскую свиту слагают песчаники, глинистые и песчано-глинистые сланцы, аргиллиты, мергели, чередующиеся с рабочими пластами каменных углей (фиг. 25). В этих породах была собрана обильная флора — *Coniopteris onychioides* V a s. et K.-M., *Sphenopteris (Coniopteris) arctica* Р г у н., *S. (Ohychiopsis) psilotoides* (St. et Webb.) W a r d., *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer., *G. adiantoides* U n d e r e m e n d S c h a p., *Sphenobaiera pulchella* (Heer) Fl.

Мощность свиты постепенно меняется с юго-востока на северо-запад: в бассейнах Зырянки и Сяляпа она достигает 2000—2500 м, в долине Мятиса — 2500—2900 м, в среднем течении Индигирки — 1000—1500 м. В среднем течении Момы и в долине Тихон-Юряха аналоги сляпской свиты представлены песчаниками и конгломератами с прослоями глинисто-углистых сланцев и каменных углей, общей мощностью более 1000 м.

Венчающие разрез нижнего мела образования буоркемюсской свиты обнажаются лишь в бассейнах Зырянки и Сяляпа. Разрез свиты



Фиг. 25. обнажения песчаников и глин симапской свиты по р. Индигирке (2 км выше устья р. Красной).

в целом сходен с разрезом симапской свиты. В ее составе, по сравнению с последней, увеличивается количество прослоев песчаников, мергелей и каменных углей. В этих породах были найдены *Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew., *Coniopteris onychioides* Vas et K.-M., *Sassafras kolyomensis* (Krysht.) Baik., *Cercidiphyllum potomacense* (Ward) Vachr. и др. Максимальная мощность буоркемюсской свиты 1700 м. По мнению А. Н. Криштофовича, В. Д. Принады и В. А. Самылиной, определявших флору бассейнов Зырянки и Силапа, возраст описанных выше трех свит принимается как готерив-альб.

Общая мощность нижнемеловых отложений в бассейне Зырянки около 6000 м. Она уменьшается на северо-запад — в долине Мятиса до 3500—4000 м и в долине Индигирки до 2000—2200 м. Мощность нижнего мела в среднем течении Момы и в долине Тихон-Юреха не превышает 1000—1200 м.

Породы нижнемелового возраста в *Иньяли-Дебинском синклинории* отсутствуют. Здесь трансгрессивно и несогласно на образованиях верхнего триаса залегают угленосные отложения верхнего мела, выполняющие наложенную Аркагалинскую впадину.

### Верхний мел

#### Колымский срединный массив

Верхнемеловые отложения в пределах изученной части Колымского срединного массива представлены двумя различными по своему типу разрезами. В бассейне р. Ожогойной, по Г. Г. Попову (1959), они обнажаются на очень ограниченной площади и представлены зеленовато-серыми песчаниками, конгломератами, сланцами и туффитами в стречинской свиты. В породах свиты были обнаружены *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl, *Thuja cretacea* (Heer) Newb. и др., характерные для низов верхнего мела. Мощность этих образований не превышает 400 м.

На западном склоне Алазейского плоскогорья, по данным Б. В. Пепеляева и М. И. Терехова (1962), к верхнему мелу относятся базальты и андезито-базальты и их туфы, образующие крупный покров. Мощность вулканогенных пород около 200 м.

В Аркагалинской впадине верхний мел сложен аргиллитами, алевролитами и конгломератами с прослоями каменного угля, мощность которых около 600 м. Эти образования несогласно перекрывают мезозойские геосинклинальные структуры Иньяли-Дебинского синклинория.

#### *Общие замечания*

В заключение краткого описания стратиграфии меловых отложений необходимо еще раз подчеркнуть, что они широко развиты в пределах срединного массива, выполняя наиболее прогнутые участки наложенных впадин. По своему литологическому составу они представлены угленосной песчано-сланцевой толщей, очень сходной с верхнемеловой угленосной молассой Приверхоянского краевого прогиба (Пушаровский, 1961). Только в северной части срединного массива базальты и андезитобазальты верхнего мела образуют горизонтальный покров.

---

---

## *Глава II*

### **ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЫМСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ МЕЗОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР**

#### **К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ТЕКТОНИКУ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МЕЗОЗОИД, СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР**

Первые сведения о тектоническом строении этой обширной территории имеют почти сорокалетнюю давность, однако еще несколько лет тому назад этот крупный регион представлял собой практически не изученную область. Причина этого отчасти кроется в весьма трудной доступности района, который оторван от основных путей сообщения и населенных пунктов. Поэтому неудивительно, что некоторые основные вопросы тектонического строения центральной части мезозоид Северо-Востока СССР были и остаются предметом острой дискуссии. Однако, как нам представляется, эти разногласия в значительной мере определяются различной трактовкой палеозойской истории развития мезозоид Северо-Востока СССР, которая приводилась при описании их тектонического строения. Именно на эту, пожалуй одну из самых важных сторон вопроса и будет обращено главное внимание при изложении истории развития взглядов на тектоническое строение центральной части мезозойской складчатой области. Нет необходимости рассматривать все тектонические схемы мезозоид, так как они уже были детально рассмотрены Ю. М. Пушаровским (1956, 1960<sub>2</sub>) и К. Я. Спрингисом (1958). Остановимся лишь на наиболее важных схемах, отражающих отдельные этапы изучения тектоники этого региона.

Первая тектоническая схема Северо-Востока СССР была составлена А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1933) на основании имевшегося к тому времени незначительного геологического материала по этой территории. Несмотря на это, схема сыграла исключительно важную роль в понимании тектоники области. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский пришли к выводу, что эта территория неоднородна по своему строению. В ней были выделены складчатые области, различные по возрасту и тектонической структуре. В пределах центральной и восточной частей Северо-Востока СССР эти исследователи выделяли Чукотско-Колымскую варисцийскую складчатую зону, которая с запада, юга и юго-востока граничит с Верхоянским складчатым сооружением мезозойского возраста. Эти основные тектонические регионы, хотя они были выделены

впервые в значительной мере условно, и в дальнейшем сохранили свое значение.

Непосредственно вслед за схемой А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского была опубликована первая тектоническая карта северо-восточной Азии, составленная С. В. Обручевым (1934). Основываясь на материалах своих семилетних полевых исследований, он выделил в центральной части северо-восточной Азии следующие тектонические элементы: Колымскую платформу, расположенную в нижнем течении Индигирки, Колымы и Омолона; каледонскую складчатую зону хребта Черского; горст хребта Черского, образованный варисцидскими складками, и Охотско-Чаунскую дугу, в пределах которой имеются как киммерийские, так и варисцидские складки. Основным выводом этой работы заключался в том, что в центральной части северо-востока Азии расположен древний докембрийский массив, который огибается складчатыми структурами каледонид, варисцид и киммерид, и что «история северо-востока Азии представляет яркую картину обрастания плит складчатыми зонами, консолидации континентальных масс и отчасти их разрушения» (Обручев, 1954).

Кроме того, С. В. Обручев в этой работе специально рассматривал вопрос о сочленении северо-восточной Азии и Аляски, базируясь в основном на работах Смита и Мерти (Smith, Mertie, 1930) и Шухерта (Schuchert, 1923). Он предположил, что «через северную и среднюю Аляску и Чукотский полуостров геосинклиналь (Кордильерская — Н. Б.) была связана с Верхоянской в палеозое, а затем в верхнем триасе».

Несколько позже С. В. Обручев (1938) существенно дополнил и переработал свою первую тектоническую картину. На этой схеме он, несколько уменьшив размеры Колымской платформы, в верховьях Омолона и в районе Пенжинской губы выделил вторую платформу, которая была названа им Юкагирской. Во время палеозойского этапа развития, по мнению этого автора, обе платформы были разделены поперечной орогеосинклиналью, расположенной на правом берегу Колымы. На этой тектонической схеме, так же как и на предыдущей, С. В. Обручев отводил значительную роль в образовании структур каледонскому циклу тектогенеза.

Сходная трактовка тектоники описываемого района была дана на тектонических схемах этого периода, предложенных П. Н. Кропоткиным и Н. П. Херасковым (1939), С. С. Смирновым и В. А. Цареградским (1940), В. Н. Саксом (1938) и другими. Необходимо отметить, что В. Н. Сакс в своих работах подчеркивал высокую мобильность Колымской платформы С. В. Обручева, чем, по его мнению, она в значительной степени отличается от типичных платформ и предлагал называть ее «жесткой массой».

Однако не во всех тектонических построениях признавалось существование жесткого массива в центре мезозойской складчатой области. Так, П. Н. Кропоткиным и Е. Т. Шаталовым (1936) в крупном обобщении по геологии этой территории специально разбирается вопрос о существовании в центре северо-востока Азии Колымской платформы. Авторы приходят к выводу, что такая платформа не существует и что в ее пределах расположена складчатая зона, ядро которой образовано сложно дислоцированными породами палеозоя. К этому же выводу в своих работах пришли М. М. Тетяев (1935), а несколько позднее И. П. Атласов (1947) и Ю. Н. Попов (1958). По мнению И. П. Атласова, в связи с новыми данными выделение Колымской платформы потеряло всякий смысл, так как мезозойская Верхояно-Чукотская геосинклиналь является единым складчатым образованием. На тектонической схеме Ю. Н. Попова, составленной в 1952 г. и опубликованной в 1958 г., терри-

тория Колымской платформы (по С. В. Обручеву) выделялась как поднятие, образованное в конце палеозоя герцинскими движениями. Ю. Н. Попов в своей работе специально разбирает вопрос о соотношении Северо-Востока СССР и Аляски и приходит к выводу, что палеозойские структуры последней продолжают на восток.

Важным событием в изучении тектонического строения Северо-Востока был выход в свет Тектонической карты СССР масштаба 1 : 4 000 000 (1953). На этой карте в центре мезозойской складчатой области, простирающейся от Верхоянского хребта на западе до Корякского нагорья на востоке, Н. С. Шатским выделялся огромный по своим размерам Колымский срединный массив, перекрытый мезозойским платформенным чехлом. На карте было показано, что мезозойские складчатые структуры огибают массив и приспосабливаются к его контурам. Следует отметить, что Н. С. Шатский выделял палеозойские выступы в хребтах Полоусном, Тас-Хаяхтах, Черского и Арга-Тас как антиклинории мезозойской складчатой области. Несмотря на то, что тектонические структуры срединного массива и его складчатого обрамления на Тектонической карте СССР первоначально были изображены довольно схематично, она, по сути дела, явилась началом нового этапа в изучении тектоники северо-восточной Азии, так как здесь были выделены основные структурные элементы и показано их крупное строение. Фактически после опубликования первого варианта Тектонической карты СССР прекратилась дискуссия о существовании Колымского срединного массива и в последующем основными спорными вопросами были его границы, внутреннее тектоническое районирование и особенно — история его развития.

В крупном исследовании по тектонике Верхояно-Колымской складчатой области К. Я. Спрингис (1958) высказывает предположение, что большая часть Колымского срединного массива сложена геосинклинальными складчатыми образованиями нижнего палеозоя, а вся мезозойская геосинклинальная область, расположенная к западу от него, перекрывает частично или полностью переработанное платформенное основание, являющееся восточным продолжением Сибирской платформы. Основываясь на этом положении, К. Я. Спрингис отнес складчатые палеозойские сооружения хребта Тас-Хаяхта и юго-западной части хребта Черского к глыбовым поднятиям переработанного платформенного основания в зоне разломов, т. е. к геосинклинальной области. Момо-Зырянская впадина была выделена им как краевой прогиб Колымского массива. Такая трактовка как палеозойской истории развития, так и структурного районирования интересующей нас территории на основании геологических данных последних лет представляется весьма спорной.

Несколько раньше и почти одновременно с частично разобранный выше тектонической схемой Ю. М. Пушаровский (1955, 1956) опубликовал тектоническую карту и крупное обобщение по тектонике Северо-Востока СССР.

В пределах интересующей нас территории на тектонической карте, составленной Ю. М. Пушаровским в 1955—1956 гг. и еще более подробно разработанной в 1960 г., выделяется Колымский срединный массив и обрамляющие его мезозойские геосинклинальные сооружения. Наибольшую площадь занимает срединный массив, в пределах которого Ю. М. Пушаровский описал окраинные поднятия Черского, Тас-Хаяхтаское, Селенняхское, Полоусенское и Приколымское, Алазейский внутренний выступ, Зырянскую и Догдинскую наложенные впадины. Относя палеозойские глыбово-складчатые поднятия горной системы Черского к Колымскому срединному массиву, Ю. М. Пушаровский отмечал, что мезозойские и пермские образования имеют здесь ограниченное распространение и «характеризуются совершенно иным типом разреза, чем



в геосинклинальной зоне, окружающей массив. Мезозойские интрузивные комплексы, получившие столь мощное развитие по периферии срединного массива, в пределах последнего проявлены чрезвычайно слабо.

Окраинным поднятиям Колымского срединного массива свойственно глыбово-складчатое строение, продолжающееся и в пределы внутренних опущенных частей массива» (Пушаровский, 1961, стр. 25—26). Наложённые мезозойские впадины типа Зырянской в пределах массива, по его мнению, представляют собой крупные компенсационные провалы и структурно они сопрягаются с поднятиями, сложенными палеозоем. Наложённые впадины выделяются как позднегеосинклинальные, в отличие от третичных, которые были отнесены Ю. М. Пушаровским к послегеосинклинальным. Анализируя строение мезозойской Яно-Колымской мегасинклинали, Ю. М. Пушаровский приходит к выводу, что она «постепенно мигрирует с запада на восток, распадаясь на две продольные части: внешнюю, менее прогнутую и внутреннюю (Иньяли-Дебинский синклинорий. — Н. Б.), примыкающую к Колымскому срединному массиву с очень большой амплитудой прогибания» (Пушаровский, 1961, стр. 37).

Этот исследователь специально разбирает вопрос о палеозойской истории развития данного региона. По его мнению, рифейская складчатость не привела к образованию гомогенного кристаллического основания. Одни участки, к которым относятся остаточные массивы — Охотский, Омолонский и Тайгоносский, превратились в жесткие платформенные структуры; в других — в дальнейшем происходило длительное опускание, сопровождавшееся накоплением мощных осадочных толщ, смятых в складчатые или глыбо-складчатые структуры. Этот тектонический режим, названный Ю. М. Пушаровским «режимом подвижной платформы», распространялся в пределах всей остальной части территорий, которые в эпоху дорифейской складчатости оказались менее консолидированными.

В 1958 г. в сборнике «Геологическое строение СССР», т. 3 (1958) Л. А. Снятков и Б. А. Снятков опубликовали схематическую тектоническую карту Верхояно-Чукотской области. В общем определении границ Колымского срединного массива и прилегающих к нему мезозойских складчатых структур эта схема близка к тектонической карте Ю. М. Пушаровского. В пределах срединного массива Л. А. и Б. А. Снятковы дают более детальное расчленение Момо-Зырянского прогиба, в котором они выделяют (с северо-запада на юго-восток) следующие структуры, сложенные верхнеюрскими и нижнемеловыми породами: Зыряно-Селенняхская впадина, Илинть-Тасское поднятие и Момская впадина, а также грабены, выполненные третичными отложениями — Абыйский и Нижне-Ясачнейский. К сожалению, авторы не разбирают роли палеозойских движений в развитии складчатой области, хотя и предполагают, что они могли иметь большое значение.

К этому периоду относится и схема тектонического районирования Северо-Востока СССР, составленная Н. А. Аникеевым, И. Е. Драбкиным, В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталовым и другими геологами Северо-Восточного геологического управления (1957); в основу схемы были положены тектонические карты Н. С. Шатского, Ю. М. Пушаровского, Л. А. Сняtkова. Она в целом очень близка с двумя предыдущими тектоническими схемами для нашего района. Необходимо лишь отметить, что эта схематическая тектоническая карта явилась основой для металлогенической карты мезозоид, составленной В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталовым (1958).

Несколько позже В. Г. Васильевым, И. Е. Драбкиным и В. А. Титовым (1959) была опубликована новая схема геотектонического райони-

рования Северо-Востока СССР, целью которой было выявление перспективных нефте-газоносных районов на этой территории. Авторы пришли к выводам, близким к взглядам С. В. Обручева (1938). В центре мезозойской складчатой области они выделяют докембрийскую Колымскую платформу, внутри которой структурами первого порядка, по их мнению, являются: Колымо-Индигорский прогиб, Олойский прогиб, Омолонский массив (выступ фундамента) и Омуревско-Полоусненская обрамляющая зона герцинид; структурами второго порядка — Момско-Зырянская впадина, Алазейское поднятие, Юкагирское поднятие и Улагенская впадина. В отличие от С. В. Обручева и других исследователей авторы этой схемы считают, что складчатый фундамент Колымской платформы сложен не только докембрийскими образованиями, но, возможно, и нижнепалеозойскими, а в строении чехла участвуют лишь отложения среднего и верхнего палеозоя, а также мезозоя.

Суммируя изложенные выше сведения, можно сказать, что к настоящему времени сформировались три основные точки зрения на характер структур основания мезозойд Северо-Востока СССР и их соотношение с более молодыми геосинклинальными сооружениями.

1. Точка зрения К. Я. Спрингиса, который предполагал, что в палеозое восточный край Сибирской платформы продолжался до современной горной страны Черского. В пределах Колымского срединного массива, по его мнению, были расположены геосинклинальные прогибы, выполнявшиеся вулканогенными формациями. Следовательно, К. Я. Спрингис нацело отрицал унаследованность развития мезозойских тектонических структур от более древних, палеозойских.

2. По мнению С. В. Обручева, в пределах северо-восточной Азии, так же как и в других областях, происходит постепенное наращивание древней платформы складчатостями все более и более молодого возраста. Таким образом, по его представлениям, четко намечается унаследованность развития тектонического плана мезозойд от более древних геосинклинальных эпох.

3. Ю. М. Пушаровский, изучая палеозойские структуры в пределах мезозойд, пришел к выводу, что в основании последних залегают как структуры собственно платформенного типа, так и палеозойские прогибы подвижной платформы. Поэтому, противопоставляя развитие мезозойд северо-восточной Азии другим геосинклинальным областям, он выделял их как геосинклинальные области II рода.

Итак, вопрос о типах структур основания мезозойд остается далеко не решенным. В связи с этим ему будет уделено основное внимание при описании строения и истории тектонического развития этой области.

## **МОРФОЛОГИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР**

Общее тектоническое районирование центральной части мезозойд северо-восточной Азии в современном виде было проведено в исследованиях Ю. М. Пушаровского (1956, 1960<sub>2</sub>) и других. Принимая в целом тектоническую схему, предложенную Ю. М. Пушаровским, мы детально остановимся на внутреннем строении основных тектонических структур. Главное внимание при этом будет уделено Колымскому срединному массиву, который занимает более двух третей изученной области.

### **Колымский срединный массив**

Колымский срединный массив расположен в центральной части мезозойской геосинклинальной области, в пределах обширной территории на междуречье Индигорки и Колымы. В плане он имеет неправильную угловатую форму, причем длина каждой из его сторон достигает 1000 км (см. приложение).

В связи с тем, что в последнее время ряд исследователей (В. Г. Васильев, И. Е. Драбкин, В. А. Титов, 1959) предлагает отказаться от выделения этой структуры как срединного массива, необходимо кратко остановиться на понимании и критериях выделения автором этой тектонической единицы.

Впервые в геологическую литературу это понятие было введено Кобером (Kober, 1921), который, изучая тектонику альпийской зоны Европы и рассматривая ее с точки зрения контракционной гипотезы, пришел к выводу о наличии обширных тектонических зон с пологим залеганием слоев, окруженных горными складчатыми системами. Он назвал их Zwichengebirge (т. е. межгорьями). Вслед за ним Борн (Born, 1932, 1933), который разбирал строение тех же районов альпийской складчатой зоны, высказал мысль, что промежуточные или срединные массивы разделяют в пределах геосинклинали области различного развития и направления перемещения надвигов. Он считал, что такие массивы весьма характерны для геосинклинальных областей.

А. Д. Архангельский, описывая геологическое строение и развитие СССР в Евразии, специально останавливался на возможных причинах образования срединных массивов. Он предположил, что на месте поднятий в средних частях геосинклинальных областей образуются складчатые массивы, «которые играют большую роль в дальнейшей жизни геосинклинальных областей и довольно легко могут быть выделены среди возникающих позднее складчатых сооружений» (Архангельский, 1947, стр. 49). По его мнению, они отличаются от геоантиклиналей неправильной формой и значительными размерами.

В дальнейшем в общих исследованиях строения и развития геосинклинальных областей Н. С. Шатский (1946<sub>1</sub>), М. В. Муратов (1949), А. А. Богданов (Шатский, Богданов, 1957) и другие считали срединные массивы одними из их главнейших структурных элементов.

В последние годы В. И. Славин (1958) предложил для срединных массивов альпийской геосинклинальной зоны классификацию, по которой они подразделяются по возрасту на каледонские, герцинские и альпийские, а по типу движений в заключительный геосинклинальный этап — на поднятые и опущенные. По мнению В. И. Славина, поднятые срединные массивы имеют, как и платформы, два структурных яруса — фундамент и чехол, а опущенные — три — фундамент, основной чехол и депрессионный чехол. Основной чехол или породы, непосредственно перекрывающие складчатое основание, часто представлены мелководными лагунными и континентальными фациями с большим количеством стратиграфических перерывов. Они дислоцированы в зонах разломов и отличаются вулканизмом, как глубинным, так и поверхностным. В целом, по В. И. Славину, для срединных массивов характерна блоковая структура.

В более общей форме классификация срединных массивов была предложена В. Е. Хайным и Ю. М. Шейнманном в статье, посвященной столетию учения о геосинклиналях. Они называют срединными массивами такие области, «которые являются остатком структур более древних циклов внутри образующейся складчатой системы. Эти области в большей или меньшей степени перерабатываются молодыми движениями, однако в основе сохраняют свою более древнюю структуру и заставляют более молодые структуры «оттекать» их. Иначе говоря, срединные массивы не вливаются органически в состав молодой области, как это имеет место в случае антиклинория, а являются в этой структуре как бы чужеродным телом. Они могут разделять пояс на ветви и являются как бы обломками старых структур, избежавшими больших опусканий при погружении более молодых геосинклинальных прогибов» (Хайн, Шейнманн, 1960, стр. 16). Авторы выделяют три типа срединных массивов. К срединным массивам первого типа они относят обломки древних

платформ, образовавшиеся при обрушении их окраин и являющиеся чуждыми образованиями по отношению к геосинклинальной области; срединные массивы второго типа представляют собой участки несколько более древних складчатых сооружений того же пояса (к массивам этого рода эти авторы относят и Колымский срединный массив); и, наконец, массивами третьего типа являются зоны ранней консолидации того же геосинклинального цикла. В. Е. Хаин и Ю. М. Шейнманн особо отмечают, что тектонический режим развития срединных массивов резко отличается от тектонического режима геосинклиналей и в их пределах появляются формации, напоминающие платформенные.

Под срединными массивами мы понимаем такие участки внутри единой геосинклинальной области, которые характеризуются сравнительно высокой стабильностью, крупными размерами, неправильной и иногда изометричной формой и разделяют область на отдельные геосинклинальные системы, нередко различающиеся между собой по типу выполняющих их формаций и истории развития. Срединные массивы отличаются от древних и эпипалеозойских платформ меньшими размерами и повышенной по сравнению с платформами мобильностью. Как уже отмечалось В. И. Славным (1958), в их пределах широко развиты региональные разломы, с которыми связаны основные дислокации и покровный и интрузивный вулканизм.

По своему внутреннему строению срединные массивы нередко гетерогенны, т. е. их территория сложена складчатыми комплексами различного возраста, как, например, Индокитайский (Постельников, 1960) и Таримский массивы (Синицын, 1957). Такие массивы образуют промежуточный тип между массивами первого и второго рода по классификации В. Е. Хаина и Ю. М. Шейнманна. К этому же типу относится и Колымский срединный массив. В пределах последнего выделяются древнее ядро и обрамляющие его палеозойские складчатые зоны, резко различные по характеру дислокаций ниже- и среднепалеозойских образований, но единые в верхнепалеозойскую и мезозойскую эпоху развития.

### *Ядро Колымского срединного массива*

Ядро Колымского срединного массива занимает свыше двух третей всей его территории. С севера оно обрамляется палеозойскими складчатыми сооружениями Селенняхского и Полоусненского поднятий; с запада и юго-запада — Момо-Зырянской впадиной и поднятиями Черского и Тас-Хаяхтахским; на юге — мезозойскими геосинклинальными структурами Балыгычанского поднятия и, наконец, на востоке мезозойским Приомолонским наложенным прогибом. Со всеми из указанных структур граница древнего ядра срединного массива проходит по глубинным тектоническим швам.

В пределах ядра Колымского срединного массива Ю. М. Пущаровский (1956) выделил два крупных поднятия — Алазейское и Приколымское, — разделенных между собой обширной территорией распространения почти горизонтально лежащих мезозойских и кайнозойских отложений. Они выполняют, вероятно, крупные овалы впадины, в пределах которых по географическим данным мощность мезо-кайнозойских образований, видимо, не превышает 2000 м.

На обширной территории ядра Колымского срединного массива по характеру горных пород и типу дислокаций выделяются два основных структурных этажа — нижний, сложенный интенсивно дислоцированными породами протерозоя, и верхний, включающий в себя образования рифея, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Внутреннее строение этих двух этажей мы рассмотрим при описании тектонического строения поднятий, наиболее крупным из которых является Приколымское.

Приколымское поднятие расположено в восточной части ядра Колымского срединного массива. Оно протягивается от пос. Таскан на юге до г. Среднеколымска на севере почти в меридиональном направлении на 450 км. Наибольшая ширина его около 150 км. К юго-западу от поднятия, отделяясь от него Арга-Тасской зоной разломов и вытянутым вдоль нее Элекченским грабеном, расположено поднятие Черского. Несколько севернее Приколымское поднятие также по разломам граничит с Момо-Зырянской впадиной, а на востоке Право-Колымский тектонический шов (Пушаровский, 1956; Тильман, 1958) отделяет его от Приомолонского прогиба.

Тектоническая структура Приколымского поднятия была изучена многими исследователями. Наиболее подробно она была освещена Е. С. Постельниковым и Ю. М. Пушаровским (1959) и Б. В. Пепелевым (1960). В данной работе мы базируемся в основном на материалах этих исследователей.

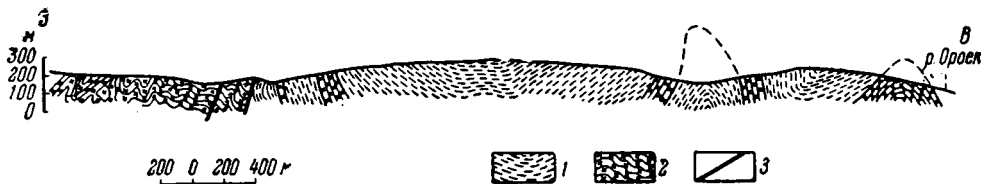
Породы нижнего структурного этажа или фундамента, а также нижней части чехла (преимущественно рифейские) слагают центральную сводовую часть поднятия, протягивающуюся в меридиональном направлении от пос. Таксан до долины Колымы у устья Седедемы. Западное и восточное крылья поднятия образованы большей частью палеозойскими отложениями чехла. Структура поднятия осложнена многочисленными разломами, обуславливающими в целом его глыбовое строение.

Образования складчатого фундамента обнажаются в пределах угловатого по форме горста, известного в литературе под названием Шаманихово-Столбовского блока (Николаев, 1956). Они представлены протерозойским кристаллическим комплексом, интенсивно дислоцированным и разбитым многочисленными разрывными нарушениями. Складчатые структуры фундамента имеют в основном северо-восточное простирание (Краснокутский, 1938). В пределах этого выступа не удается установить каких-либо крупных тектонических форм. Гнейсы и кристаллические сланцы смяты в узкие изоклинальные складки, запрокинутые на юго-восток под углами 60—70°. В центральной части выступа породы прорваны двумя массивами гранито-гнейсов. По интенсивности дислокаций и метаморфизму протерозойские породы резко отличаются от образований рифея, слагающих нижние горизонты чехла древнего ядра срединного массива.

Образования рифея залегают на породах складчатого фундамента трансгрессивно, с резким угловым несогласием и перерывом. В них можно выделить две части: нижнюю, сложенную дислоцированными сланцами и кварцитами ороекской свиты, и верхнюю, образованную полого залегающими доломитами, сланцами и известняками чебукулахской и тумусской свит. В отложениях нижней части чехла Е. С. Постельников и Ю. М. Пушаровский (1959) описали относительно простую дисгармоничную складчатость. Эти образования смяты в широкие (с размахом крыльев до 2 км) несколько асимметричные складки (фиг. 26) с углами падения на крыльях от 25 до 50°. В северной части свода Приколымского поднятия, до р. Каменка, сланцы и кварциты ороекской свиты образуют моноклинал, наклоненную на северо-запад под углом около 40°. В узких, в основном приразломных зонах они залегают и более круто, а реже падают вертикально. В направлении к крыльям поднятия углы падения постепенно выполаживаются и не превышают 10—15°.

Рифейские отложения верхней части разреза в пределах сводовой полосы Приколымского поднятия залегают значительно спокойнее. Они

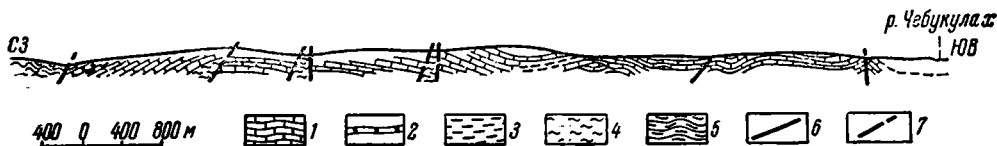
образуют довольно широкие плоские своды, которые крутыми флексурами отделяются от таких же плоских и широких синклиналильных форм. Угол наклона этих пород изменяется от 5 до 20° (фиг. 27). В зонах разрывных нарушений, ширина которых иногда достигает 100 и более метров, породы этого возраста смяты в узкие пережатые и веерообразные складки, осложненные мелкими разрывами сплошности пород с амплитудой смещения до 1—5 м.



Фиг. 26. Залегание пород ороекской свиты по правобережью р. Колымы ниже устья р. Ороек (по Е. С. Постельникову и Ю. М. Пушаровскому, 1959).

1 — сланцы; 2 — кварциты; 3 — дайковые тела.

Кроме описанных выше пород рифея, в сводовой части поднятия имеются структуры, сложенные породами палеозойского и мезозойского возраста. Так, на междуречье правых притоков Колымы и ручьев Правого и Левого Эджекала Б. В. Пепеляев описал небольшую грабен-синклиналь, выполненную породами кембрия и нижнего девона. Она имеет субмеридиональное простирание и ограничена с запада и востока



Фиг. 27. Геологический профиль по правобережью р. Колымы в районе развития пород чебукулахской свиты (по Е. С. Постельникову и Ю. М. Пушаровскому, 1959).

1 — известняки, доломиты; 2 — кварциты; 3 — филлитовые сланцы; 4 — зоны дробления пород; 5 — гнейсы, кристаллические сланцы; 6 — дайки; 7 — разломы.

разломами с амплитудой смещения до 1 км. В ее пределах углы падения у разломов достигают 20—30°, а в центральной части 5—15°. Характерно, что, несмотря на значительный перерыв между образованиями девона и верхов рифея, общее простирание грабен-синклинали совпадает с простиранием рифейских пород свода и между этими отложениями нет резкого углового несогласия.

Самая крупная структура, выполненная мезозойскими образованиями в пределах свода Приколымского поднятия, расположена на левобережье Колымы, на междуречье Колымы и Поповки. Это блюдцевидная мульда, сложенная юрскими отложениями. Она протягивается вдоль разлома, который ограничивает мульду с юго-запада. Внутреннее строение мульды исключительно простое. Породы на ее крыльях залегают трансгрессивно и с незначительным (до 5°) угловым несогласием на верхнерифейские отложения. Они наклонены на юго-запад и северо-восток под углами 5—10°, а в центральной части мульды залегают практически горизонтально. Незначительные по своей ширине (до 10—15 м) зоны мелких складок наблюдаются вдоль разлома.

Таким образом, породы чехла древнего ядра срединного массива в сводовой части Приколымского поднятия в целом имеют много общих черт в своем строении, образуя единый структурный этаж. Несколько

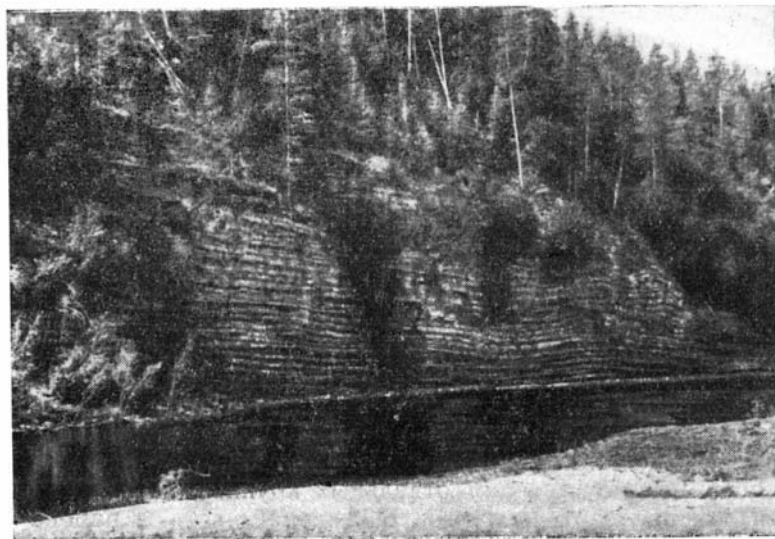
более сложно дислоцирована и более метаморфизованная нижняя часть чехла (ороекская свита рифея), которая является как бы переходным комплексом между интенсивно смятым складчатым фундаментом и более спокойно залегающими верхними свитами рифея.

Крылья Приколымского поднятия характеризуются сравнительно простым строением. В их пределах зоны разлома и интенсивных дислокаций известны лишь вдоль глубинных разломов, отделяющих поднятие от смежных структур. Особенно хорошо это видно на западном крыле Приколымского поднятия. Оно наиболее полно обнажено по Колыме и в долинах ее левых притоков — Ясачной и Поповке. Здесь чехол древнего ядра массива образуют осадочные отложения от кембрия (?) до верхней юры включительно, причем наиболее распространены породы девона, нижнего карбона и перми. Они слагают внутреннюю часть крыла поднятия, непосредственно примыкающую к его своду. В целом породы крыла образуют моноклираль, наклоненную под углом 10—15° на запад и северо-запад, которая осложнена пологими структурами второго порядка (типа мульд), а также разломами, различными по своим размерам и амплитудам смещения.

Остановимся на строении отдельных крупных элементов западного крыла Приколымского поднятия. В северной части, в районе Верхнего Половинного Камня, его слагают известняки и сланцы среднего ордовика. В этом районе моноклиральное залегание крыла осложнено пологой антиклинальной складкой меридионального простирания с размахом крыльев 1,5—2 км. Наклон крыльев складки не превышает 20°. По направлению на юг образования ордовика по разлому контактируют с отложениями девона, падающими также на юго-запад под углом 10—20°. Несколько южнее, в долине р. Каменки, моноклиральное залегание пород на крыле поднятия осложнено пологой широкой (размах крыльев до 10 км) синклиналью с наклоном пород на крыльях не более 10—15°. В среднем течении Колымы, от устья р. Сяпкине на севере до устья р. Малая Горбунова на юге, сохраняется в целом такой же наклон моноклинали (10—20°); она нарушена лишь небольшими разломами, сопровождающимися небольшими складками.

Более сложно построена южная часть крыла. Это, видимо, прежде всего связано с тем, что в этой части западное крыло Приколымского поднятия ограничено Арга-Тасской зоной разломов глубинного заложения. Разломы, оперяющие зону глубинного шва, разбивают крыло Приколымского поднятия на целую серию блоков, в пределах которых отложения палеозоя местами интенсивно дислоцированы, причем интенсивность складчатости постепенно возрастает по направлению к периферии поднятия.

Так, палеозойские отложения чехла на западном крыле поднятия в непосредственном контакте с его сводом в долине р. Белая Ночь (правый приток Поповки) залегают почти горизонтально (углы наклона до 2—5°), с небольшими пологими изгибами слоев (фиг. 28). По приближении к разрывному нарушению, входящему в систему Арга-Тасской зоны разломов, характер их залегания резко меняется. Здесь, в зоне шириной до 200 м, образования верхнего девона смяты в серию мелких складок различного типа (фиг. 29). В этой узкой полосе Б. В. Пепеляев описал узкие веерообразные пережатые складки, резко сменяющиеся гребневидными формами, запрокинутыми на юго-запад. Последние также быстро сменяются сравнительно более крупными широкими (с размахом крыльев до 20—30 м) складками, которые обычно имеют асимметричное строение, с более крутым наклоном юго-западных крыльев. В двух местах последние нарушены небольшими по амплитудам сбросами, по которым происходит внедрение даек габбро-диабазов. Несколько более напряженная складчатость была установлена Б. В. Пепеляевым

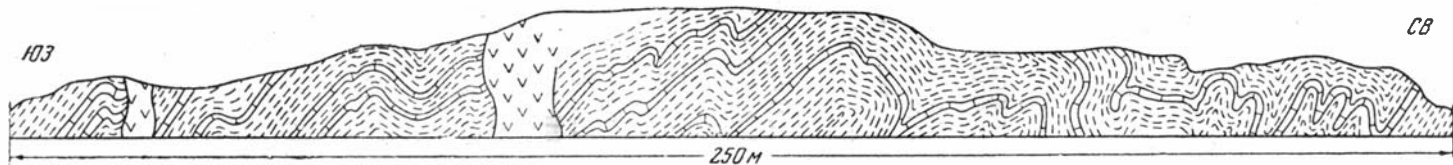


Фиг. 28. Залегание верхнедевонских отложений, близкое к горизонтальному, по р. Белая Ночь. Фото Б. В. Пепеляева.

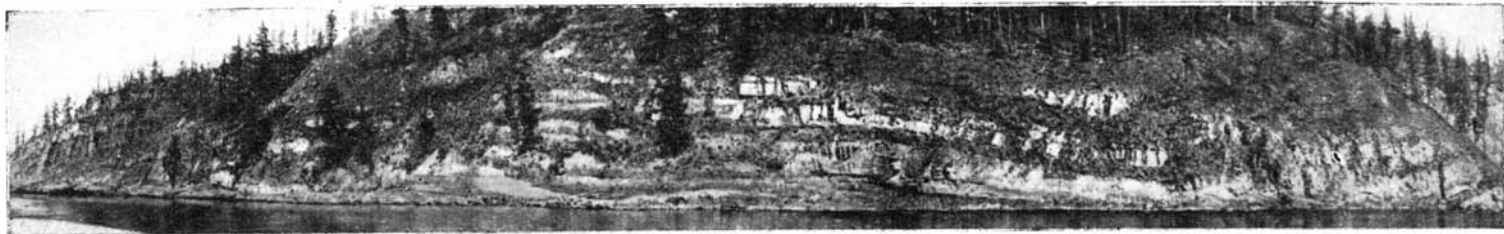


Фиг. 29. Тип мелкой складчатости по р. Белая Ночь у разрывного нарушения, оперяющего Арга-Тасскую зону разломов (2 км выше по реке от обнажения на фиг. 28).  
Фото Б. В. Пепеляева.





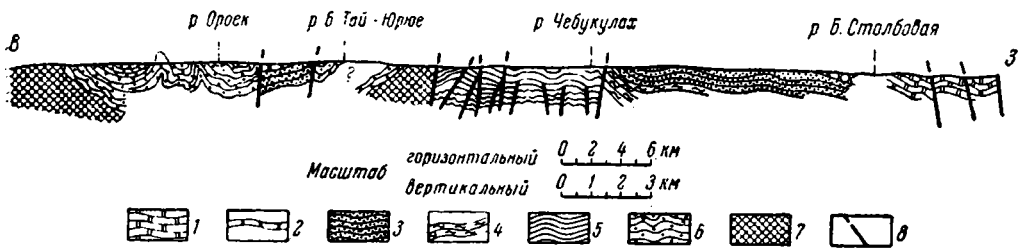
Фиг. 30. Сложная мелкая складчатость в западном крыле Приколымского поднятия у Арга-Тасской зоны разломов (р. Белая Ночь).  
 Фото Б. В. Пепеляева.



Фиг. 31. Характер залегания нижнекаменноугольных известняков по р. Поповке на западном крыле Приколымского поднятия.  
 Фото Б. В. Пепеляева.

в долине р. Ясачной, на периферии западного крыла поднятия у Арга-Тасской зоны разломов. В этом районе палеозойские отложения чехла разбиты на узкие блоки, в пределах которых можно наблюдать как моноклинальное залегание пород, так и зоны узких вертикальных складок, ширина которых около 200—250 м (фиг. 30). В тех частях крыла, в которых разрывные нарушения отсутствуют, породы обычно залегают спокойно, образуя пологие изгибы, с углами наклона 3—5° (фиг. 31).

Заканчивая описание тектонических структур западного крыла Приколымского поднятия, следует еще раз подчеркнуть основную особенность его строения: количество и напряженность складок в его пределах



Фиг. 32. Схематический геологический профиль крыла Приколымского поднятия (по правому берегу р. Колымы). По Е. С. Постельникову и Ю. М. Пушаровскому, 1959.

1 — известняки карбона; 2 — горизонт известняковых брекчий ( $D_{2+3}$ ); 3 — терригенные образования ( $D_{2+3}$ ); 4 — нижний палеозой (?); 5 — чебукулахская свита ( $Rf_2$ ); 6 — ороекская свита ( $Rf_1$ ); 7 — складчатый фундамент ( $Pr$ ); 8 — разломы.

постепенно возрастают по направлению к периферии поднятия. В этом же направлении, особенно близ Арга-Тасской зоны разломов, возрастает и количество разрывных нарушений, большинство из которых опережают ее.

Восточное крыло Приколымского поднятия описано в работе Е. С. Постельникова и Ю. М. Пушаровского (1959). По данным этих исследователей, слагающие его породы девона характеризуются простыми дислокациями (фиг. 32). Они смяты в пологие волнообразные складки шириной до нескольких сотен метров, с широкими сводами и углами падения пород на крыльях 10—20°. Иногда такое пологое залегание осложнено более мелкими формами (что, вероятно, связано с увеличением количества пластичных сланцев в разрезе), а также с подводноползновыми явлениями.

В целом строение осадочного чехла на крыльях поднятия принципиально одинаково. Следует лишь отметить, что по данным Б. В. Пепеляева (1962), в пределах восточного крыла сравнительно меньше разрывных нарушений, так широко развитых в западном.

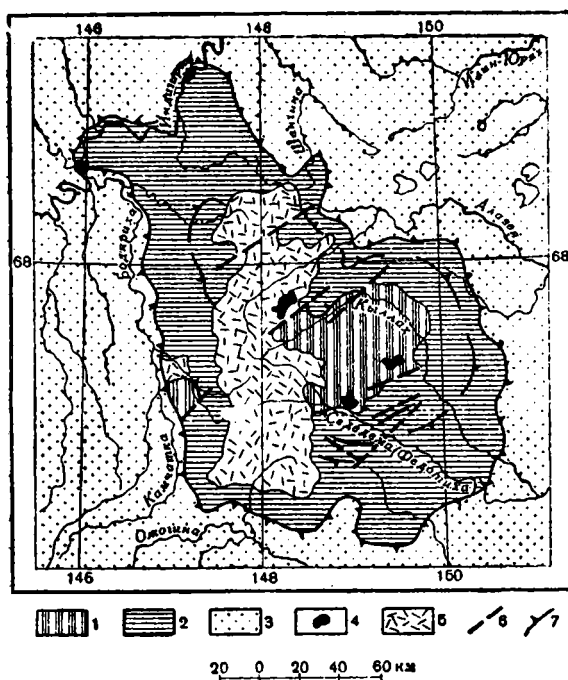
Таким образом, в структуре Приколымского поднятия, расположенного в пределах восточной части древнего ядра массива, существенную роль играют зоны глубинных разломов, которые обрамляют поднятие с востока и юго-запада. С ними и с опережающими их разрывными нарушениями связано глыбовое строение крыльев поднятия. Как уже указывалось, поднятие характеризуется двухъярусным строением. Породы фундамента смяты в сложные изоклинальные складки, весьма характерные и для ряда других областей выходов докембрийских пород. Образования чехла, несогласно перекрывающие складчатое основание, дислоцированы неоднородно. В целом намечается постепенное затухание складок от нижних горизонтов чехла к верхним. Наиболее дислоцированы из них породы ороекской свиты нижнего рифея. Учитывая, что они с резким угловым несогласием лежат на образованиях складчатого фундамента и сменяются полого лежащими известняками верхних го-

ризонтов рифея, мы относим их к образованиям чехла. Ороекскую свиту можно рассматривать как своеобразный промежуточный горизонт между этими двумя структурными ярусами.

Наиболее полого в пределах поднятия залегают пермские и мезозойские отложения. Последние широко распространены и к западу от Приколымского поднятия, на левобережье Колымы, ниже устья Ясачной. Здесь мезозойские, преимущественно верхнеюрские образования обнажаются в небольших эрозионных выходах и лежат горизонтально. О строении этой части древнего ядра массива фактически не имеется больше никаких данных. Некоторые особенности строения верхних горизонтов чехла были установлены при изучении другой крупной положительной структуры Колымского срединного массива — Алазейского поднятия.

### Алазейское поднятие

Алазейское поднятие расположено в центральной части древнего ядра Колымского срединного массива и занимает всю территорию одноименного плоскогорья. Оно имеет неправильные округлые очертания и прослеживается с юга от долины р. Ожогойной на север до Индигирки



Фиг. 33. Тектоническая карта Алазейского поднятия. Чехол докембрийского ядра Колымского срединного массива:

- 1 — ниже- и среднепалеозойский; 2 — мезозойский; 3 — кайнозойский;  
4 — интрузии; 5 — покровы базальтов и липаритов (Сг<sub>2</sub>—Рг); 6 — разломы; 7 — структурные линии.

на 250 км при ширине до 200 км. К сожалению, внутреннее строение поднятия еще недостаточно изучено и это позволяет нам описать его лишь в общих чертах. Свод поднятия сложен средне- и верхнедевонскими образованиями, а его периферия — породами перми и мезозоя (фиг. 33). В западной части поднятия эти породы перекрыты покровом

кислых эффузивов верхнего мела и базальтами палеогена. Все они образуют чехол докембрийского ядра срединного массива, однако по своему строению они несколько различны.

По данным В. Н. Сакса и Г. Г. Моора (1941), Б. В. Пепеляева и М. И. Терехова (1962), девонские отложения в ядре Алазейского поднятия залегают относительно спокойно (максимальные углы наклона этих пород  $20^\circ$ ) и отличаются от перекрывающих их пермских и мезозойских образований главным образом интенсивным кливажем. Они имеют в основном северо-восточное простирание, иногда меняющееся на широтное или близкое к меридиональному. Только в зонах разрывных нарушений, которые секут и покров верхнемеловых эффузивов, наблюдаются мелкая складчатость и гофрировка пород. Амплитуда перемещения по этим разломам невелика и, вероятно, не превышает 300—500 м. В ядре поднятия, в бассейнах Седедемы и Кыллаха, имеются три незначительных по своим размерам (до 1 км в поперечнике) выхода рифейских известняков. Этот факт, так же как и геофизические данные, позволяет предполагать, что складчатый фундамент в пределах центральной части Алазейского поднятия залегает на небольших глубинах.

Пермские и мезозойские отложения, слагающие периферию поднятия, трансгрессивно, но без видимого углового несогласия перекрывают породы девона. В образованиях этого возраста отсутствуют какие-либо линейные простирания. Лишь в южной окраинной части поднятия Б. В. Пепеляев и М. И. Терехов описали сменяющие друг друга антиклинальные и синклинальные складки, имеющие длину до 15 км и ширину около 10 км. Они осложнены на крыльях разрывными нарушениями. Оси этих структур имеют северо-восточное, близкое к широтному простирание. Углы падения на южных крыльях порядка  $7-15^\circ$ , а на северных до  $20^\circ$ , что указывает на некоторую асимметрию в их строении. Только в зонах разломов в отдельных случаях наблюдается более крутое залегание пород и углы падения здесь доходят до  $60-70^\circ$ . По направлению на северо-восток и северо-запад эти структуры постепенно выполаживаются и сменяются пологими моноклиналями, наклоненными под углом  $5-7^\circ$ . В отдельных обширных юго-восточных и северных окраинах поднятия мезозойские породы залегают практически горизонтально.

Эффузивы верхнемелового и палеогенового возраста, образующие покров в восточной части Алазейского поднятия, дислоцированы очень слабо и большей частью лежат горизонтально. Лишь в зоне разлома, пересекающего их севернее долины р. Алазеи, В. Н. Саксом и Г. Г. Моором были отмечены углы падения  $5-15^\circ$  и в редких случаях  $25-30^\circ$ .

Таким образом, Алазейское поднятие характеризуется очень простым внутренним строением. Оно имеет характер круглого свода, в пределах которого породы залегают весьма спокойно и дислоцированы в основном в зонах молодых, вероятно кайнозойских, разрывных нарушениях. Интрузивные проявления, известные в его пределах, как верхнедевонские, так и верхнемеловые имеют гипабиссальный характер, а эффузивные породы того же возраста образуют полого лежащие крупные покровы. Все это позволяет говорить о значительном сходстве Алазейского поднятия со структурами, расположенными по периферии древних платформ, такими, как Оленекское поднятие Сибирской платформы (Атласов, Сягаев, 1956).

Таким образом, тектонические структуры древнего ядра Колымского срединного массива имеют много общих черт со структурами древних платформ. Однако они отличаются от последних более сложными дислокациями в отдельных зонах, обилием разрывных нарушений и глыбовой, мозаичной структурой. Как мы уже видели, эти черты массива в

основном связаны с крупными тектоническими швами, обрамляющими древнюю его часть. В зонах, удаленных от них, как, например, в Алазейском поднятии, складки верхнего структурного яруса становятся простыми и на обширных площадях породы залегают фактически горизонтально.

Следовательно, древнее ядро Колымского срединного массива представляет собой по общему характеру тектонического строения структуру, очень близкую к платформам, которая отличается от последних сложным глыбовым строением и меньшими размерами.

### *Палеозойская складчатая зона Черского*

Палеозойская складчатая зона занимает значительную часть западной половины Колымского срединного массива. Здесь расположены крупные выступы палеозойских образований, Тас-Хаяхтахское поднятие и поднятие Черского. Предыдущими исследователями по-разному трактовалась их роль в структуре мезозойского северо-востока Азии. Как уже указывалось выше, на первых тектонических схемах этой территории С. В. Обручевым (1934, 1938), а затем П. Н. Кропоткиным и Н. П. Херасковым (1939) они выделялись как окраинные антиклинории Верхояно-Чукотской геосинклинальной зоны. Эта точка зрения получила свое отражение на Тектонической карте СССР масштаба 1 : 4 000 000 (1953), где окраинные выступы палеозоя относились к нижнему структурному этажу мезозойской складчатости. Весьма сходной точки зрения придерживался в своей работе по тектонике Верхояно-Чукотской складчатой области и К. Я. Спрингис (1958). Однако в последние годы, изучая тектонику и историю развития мезозойского Северо-Востока СССР, Ю. М. Пушаровский (1955, 1956, 1960<sub>2</sub>) пришел к выводу, что палеозойские выступы горной системы Черского и Селеняхского хребта не являются мезозойскими складчатыми сооружениями, а образовались в среднепалеозойскую эпоху, являясь для мезозойской геосинклинали рамой. Им было доказано, что со среднего палеозоя они причленились к срединному массиву и являются его окраинными поднятиями. Данное положение в настоящее время получило общее признание среди геологов, работающих в этих районах, и как западная часть срединного массива они рассматриваются В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталовым (1958), Л. А. и Б. А. Снятковыми (1958), С. И. Гавриковым (1958), А. А. Николаевым (1958) и другими.

Наиболее крупным из окраинных поднятий массива является поднятие Черского.

### *Окраинное поднятие Черского*

Поднятие Черского является юго-западным окраинным выступом Колымского срединного массива. Оно протягивается от верховьев Момы до бассейнов Таскана и Сеймчана, с северо-запада на юго-восток, более чем на 250 км при ширине около 120 км. С северо-востока поднятие отделяет от центральной части срединного массива Элекченский грабен, а с юго-запада оно обрамляется Иньяли-Дебинским синклинорием. Почти посередине на всем своем протяжении оно разделено на две части — западную и восточную — разломом глубинного заложения, названного А. С. Симаковым (1949) разломом Улахан; к последнему примыкает Омудевский грабен, выполненный верхнеюрскими эффузивными образованиями. Строение этих двух частей поднятия несколько различно. Если в восточной части, особенно на юге ее, преобладают пологие крупные сводовые складки, то на западе поднятия наиболее распространены значительно меньшие по своим размерам брахиантикли-

нали и разделяющие их узкие линейные синклинали, которые частично уже были описаны А. А. Николаевым (1958) и автором (Богданов, 1960). Внутренняя структура поднятия осложнена как продольными, так и поперечными дизъюнктивными нарушениями.

Морфологическую характеристику тектонических форм удобнее начать с восточной части поднятия.

Наиболее крупной антиклинальной структурой этой части поднятия является Эльгенчакская антиклиналь. Она расположена в верховьях р. Эльгенчак и имеет округлую форму, несколько вытянутую в юго-восточном направлении. Свод структуры, шириной до 20 км, а длиной до 35—40 км, слагают породы нижнего ордовика. По данным М. М. Орадовской, они залегают очень спокойно и почти повсеместно наклонены в сторону крыльев антиклинали под углами 10—20°. На севере эта часть складки осложнена поперечными разрывными нарушениями, подчеркивающими ступенчатое погружение ее в северном направлении. На западе и востоке свод Эльгенчакской антиклинали по разломам непосредственно контактирует с Омудевским и Элекченским мезозойскими грабенами, а на юге он постепенно сменяется пологой моноклиной, образующей южное крыло антиклинали. В пределах этого крыла породы среднего ордовика, слагающие его, падают на юг под углами 20—30°. Весьма характерно для строения антиклинали в целом, что на ее крыльях не имеется складок мелких порядков. Далее на юг, в пределах южного крыла Эльгенчакской антиклинали, породы среднего ордовика постепенно сменяются верхнеордовикскими, силурийскими и девонскими образованиями, ступенчато по разломам постепенно погружающимися под мезозойские образования Иньяли-Дебинского синклинория.

Северное крыло Эльгенчакской антиклинали сменяется более мелкими складками юго-восточного и почти широтного простирания, длина которых около 50 км, а ширина не более 8—10 км. Ими являются Снежинская синклиналь и Эрихинская антиклиналь.

Снежинская синклиналь прослеживается с запада — от верховьев ручья Зимнего — на восток — до длины Омудевки — почти в широтном направлении. Длина ее около 50 км, а ширина 8—10 км. В строении синклинали участвуют породы силура и девона. Они образуют сравнительно узкую синклинальную складку, осложненную в ядре продольным разрывным нарушением типа сброса. На крыльях синклинали породы залегают весьма круто и падают на север и на юг под углами от 70—85 до 40—45°, постепенно выходя к ядру структуры. Ядро Снежинской синклинали выполнено образованиями среднего и верхнего девона, залегающими в целом относительно спокойно, с углами падения не выше 35—40°.

Севернее, в бассейне р. Эрихе, северное крыло Снежинской синклинали постепенно сменяется структурными элементами Эрихинской антиклинали. Она протягивается с запада на восток также в широтном направлении от верховьев Эрихе до долины Омудевки на 15—20 км при ширине около 6 км. В целом для нее характерно асимметричное строение. Северное крыло антиклинали слагают породы верхнего ордовика, которые падают на юг под углами 60—80°. Слагающие ядро антиклинали образования среднего ордовика в южной его части наклонены под углами 70—80°, а местами стоят на голове; в северной части ядра породы постепенно выходя и падают на север более полого, под углом 50—60°. Северное крыло структуры осложнено узкими складками второго и более высоких порядков, как правило, также асимметричных, т. е. с более крутым южным и пологим северным крыльями. Они постепенно сменяются структурными элементами юго-западного крыла крупной Рассошинской синклинали.



Фиг. 34. Крутые симметричные складки в породах девона на северо-восточном крыле Рассошинской синклинали (р. Рассоха).

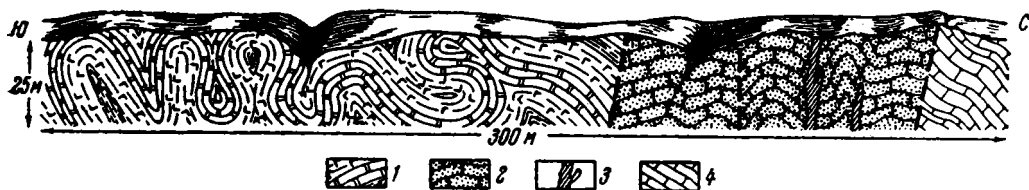
Рассошинская синклиналь расположена на севере восточной части поднятия Черского и является одной из его самых крупных структур. Она протягивается с юго-востока на северо-запад от бассейна Омчикана (левого притока Омuleвки) до долины Зырянки более чем на 100 км, имея ширину около 30—40 км. Внутренняя структура синклинали осложнена многочисленными продольными и диагональными разрывными нарушениями.

Северо-восточное крыло Рассошинской синклинали прослеживается вдоль Элекченского грабена. На юге оно сложено преимущественно породами нижнего и среднего девона, образующими крутую моноклираль, нарушенную по простиранию сбросами. Севернее, в долине р. Рассохи, у устья ручья Булкут, оно разбито разломами на ряд отдельных блоков, в пределах которых породы залегают вертикально или близко к этому, и в значительной мере перекрыто образованиями перми и мезозоя, выполняющими Булкутскую мульду. В среднем течении ручья Булкут, по данным А. Г. Лапшинова, средне- и верхнедевонские известняки, слагающие крыло складки, надвинуты на пермские образования по надвигу с пологим наклоном плоскости сместителя. В отдельных зонах тонкослоистые глинистые известняки и сланцы в пределах этой части структуры смяты в узкие симметричные складки (фиг. 34), которые не удается наблюдать в более массивных разностях. По направлению к ядру Рассошинской синклинали углы падения на ее северо-восточном крыле постепенно выполаживаются и обычно не превышают 30°.

Ядро синклинали повсеместно образовано породами верхнего девона и нижнего карбона. Как и крылья складки, оно осложнено дизъюнктивными нарушениями, значительно усложняющими расшифровку его строения в целом. Центральную часть южного борта Рассошинской синклинали слагают породы нижнего карбона, обнажающиеся по Рассохе и ее притокам. Как правило, они залегают спокойно, с углами падения 5—15°, а местами горизонтально. Иногда здесь ядро структуры осложнено пологими перегибами и сундучными складками второго и третьего порядков. По направлению на север шарнир синклинали подымается, и здесь ее ядро образовано породами среднего и верхнего

девона, а затем, в верхнем течении Булкута и Зырянки, вновь погружается. По данным А. Г. Лапшинова и А. В. Зимкина (1938<sub>2</sub>), здесь оно выполнено преимущественно породами нижнего карбона, залегающими полого и наклоненными на северо-восток и юго-запад под углами 10—15°.

Обрамляющие с юго-запада ядро синклинали образования верхнего силура и нижнего и среднего девона слагают юго-западное крыло синклинали. Последнее имеет довольно сложное внутреннее строение. По простиранию с юго-востока на северо-запад оно осложнено целой серией антиклинальных и синклинальных складок второго и более высоких порядков, размах крыльев которых изменяется от 3—5 км до нескольких десятков метров, а углы наклона на них обычно достигают 50—60°.



Фиг. 35. Характер складок в диапировых структурах по р. Рассохе.

1 — гипсы и гипсоносные доломиты и сланцы; 2 — песчаники; 3 — дайки диабазов; 4 — известняки

В ядрах наиболее крупных синклинальных складок второго порядка, выполненных красноцветными и гипсоносными толщами среднего девона в долинах Рассохи и ее левого притока — Серечен — были описаны диапировые структуры. Последние в центральной части сложены гипсами, ангидритами и гипсоносными сланцами, смятыми в веерообразные пережатые как наклонные, так и вертикальные складки (фиг. 35). По форме диапировые купола обычно овальные, вытянутые по простиранию, с крутыми наклонами пород на крыльях, которые быстро выгораживают. В длину они достигают максимумом 3—4 км при ширине не свыше 2 км. Крылья их осложнены разломами с амплитудой смещения в несколько десятков метров и нередко прорваны дайками диабазов и габбро-диабазов. В южной части Рассошинской синклинали ее структуры под острым углом срезаются разломом Улахан и в значительной части перекрыты мезозойскими образованиями Омудевского грабена.

Лежащая к юго-западу от грабена западная часть окраинного поднятия Черского имеет несколько иное строение. Здесь распространены более мелкие по своим размерам брахискладки, имеющие в целом северо-западное простирание.

Крайней юго-восточной из них является Инаньинская брахиантиклиналь, расположенная в верховьях р. Таскан и среднего течения Инаньи и описанная М. М. Орадовской. Инаньинская брахиантиклиналь протягивается с юго-востока на северо-запад более чем на 30 км при ширине около 15—18 км. С востока брахиантиклиналь ограничена разломом Улахан, а с юго-запада — структурными элементами Сернинской синклинали.

Ядро Инаньинской брахиантиклинали образовано породами нижнего и низов среднего ордовика. Они образуют куполовидный свод, в центральной части которого известково-сланцевые образования нижнего ордовика смяты в мелкие симметричные складки с наклоном на крыльях около 40°. Более массивные разности, сменяющие их по периферии ядра, слагают моноклираль, падающую на северо-восток и юго-



запад под углом 20—35°. Северо-восточное крыло структуры целиком срезано разломом Улахан, поэтому не имеется каких-либо данных о его строении.

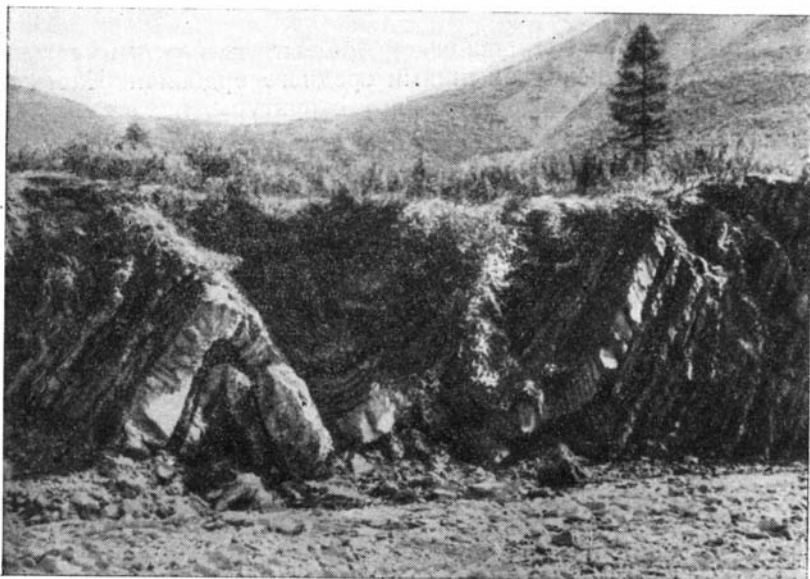
Юго-западное крыло Инаньинской брахиантиклинали имеет ширину около 10 км и сложено отложениями среднего ордовика. Часть крыла, непосредственно примыкающая к ядру структуры, представляет собой крутую моноклинал, наклоненную под углом 50—60° и далее на юго-запад постепенно выполаживающуюся (здесь углы падения пород обычно не превышают 20—30°). Следует отметить, что в окраинных частях крыла структуры подходы смяты в брахискладки второго порядка, размах крыльев которых не свыше 2—3 км, а углы падения в их ядрах около 10—14°.

По направлению на северо-запад структурные элементы Инаньинской брахиантиклинали постепенно погружаются и породы среднего ордовика перекрываются образованиями верхнего ордовика и нижнего силура. В пределах этой части структуры, т. е. ее северо-западного периклинального замыкания, образования ордовика и нижнего силура смяты в целый ряд мелких складок, которые наиболее хорошо фиксируются в известняково-сланцевых нижнесилурийских образованиях. М. М. Орадовской здесь были описаны как симметричные складки, иногда осложненные на крыльях сбросами с амплитудой смещения в несколько десятков метров (фиг. 36), так и асимметричные наклонные складки с более крутыми, местами запрокинутыми северо-восточными крыльями (фиг. 37). По направлению на северо-запад кулисообразно по отношению к Инаньинской брахиантиклинали расположена Быстринская антиклиналь.

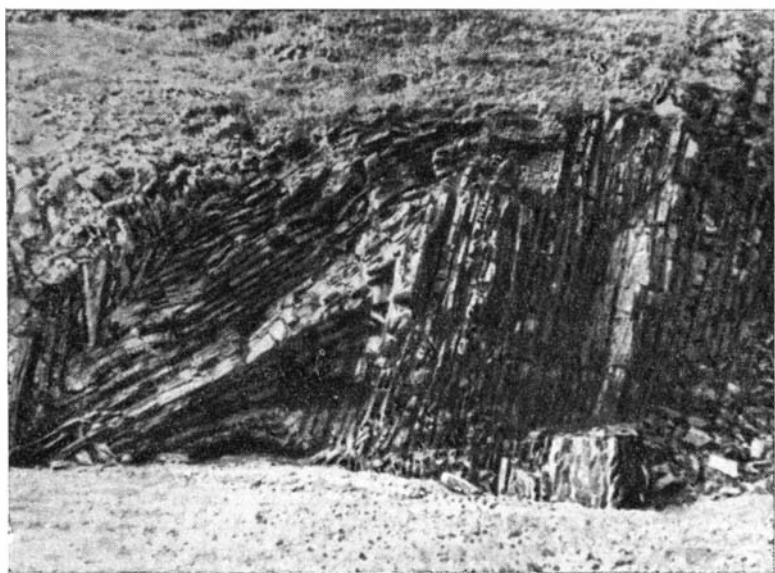
Быстринская антиклиналь находится в пределах северо-восточной части поднятия Черского и имеет северо-западное простирание. В поперечном разрезе это пологая симметричная складка шириной 30 км. По простиранию она прослеживается на 50 км. К юго-западу от Быстринской антиклинали расположена Сернинская синклиналь. Северо-восточной границей антиклинали является разлом Улахан, с юга ограничивающий Омудевский грабен. В целом для структуры Быстринской антиклинали характерно блоково-ступенчатое строение (фиг. 38).

В ядре антиклинали залегают известняки сиенской свиты среднего ордовика, образующие пологий антиклинальный свод шириной 10—12 км, несколько прогнутый в центральной части. С юго-юго-запада и северо-северо-востока ядро Быстринской антиклинали отделено от ее крыльев продольными разрывными нарушениями с вертикальной амплитудой смещения около 1 км. В долине р. Харкинджи можно наблюдать, что массивные известняки среднего ордовика в зоне разлома, с юга ограничивающего ядро Быстринской антиклинали, смяты в мелкие складки с углами падения 50—60° на юго-запад. По направлению на восток шарнир антиклинали постепенно погружается и в долинах ручьев Раздольной, Быстрого и Алыка на массивных известняках низов среднего ордовика залегают плитчатые известняки средней части его разреза. Они образуют пологую брахиантиклинальную складку второго порядка, осложняющую ядро антиклинали, с углами падения на крыльях 40—60°. По направлению к центральной части брахиантиклинали углы падения пород постепенно выполаживаются до 15—20°.

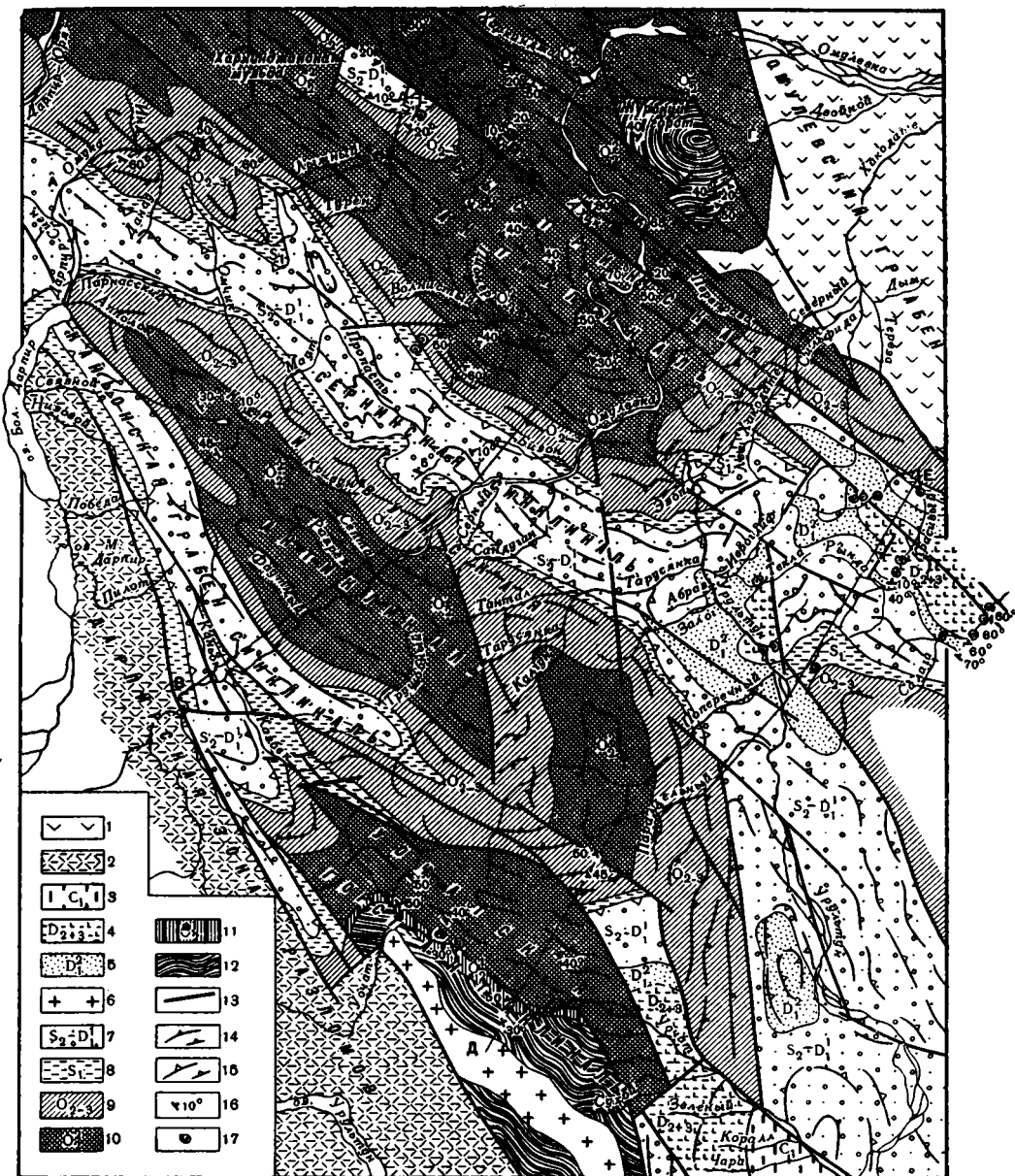
Восточная часть ядра Быстринской антиклинали разбита многочисленными разрывными нарушениями типа взбросов. Эти нарушения ограничивают ряд структур второго порядка. Самой крупной из них является Журский горст, сложенный породами протерозоя. Он представляет собой глыбовый выступ почти прямоугольной формы, длина и ширина которого равна приблизительно 10 км. Ограничивающие его с севера, юга, запада и востока взбросы сопрягаются друг с другом



Фиг. 36. Мелкие складки, осложненные на крыльях сбросами, в нижнесилурийских отложениях по р. Ине.  
Фото М. М. Орадовской.



Фиг. 37. Асимметричные складки, осложняющие северо-западное крыло Инаньинской брахмантиклинали (по руч. Мирному).  
Фото М. М. Орадовской.



Фиг. 38. Структурно-геологическая схема, карта Омулевских гор.

1 — верхняя юра; 2 — верхний триас — средняя юра; 3 — нижний карбон; 4 — средний и верхний девон; 5 — нижний девон; 6 — граниты ( $\gamma Pr$ ); 7 — верхний силур — нижний девон; 8 — нижний силур; 9 — средний и верхний ордовик (дарпирская, харкинджинская и омульская свиты); 10 — средний ордовик (сненская, мокринская и кривунская свиты); 11 — средний ордовик (жуирская свита); 12 — докембрий<sup>1</sup>; 13 — разломы; 14 — линии простирания породы ордовика; 15 — линии простирания пород силура и девона; 16 — элементы залегания; 17 — находки фауны.

<sup>1</sup> По данным В. М. Мерзлякова, ядро Учачской горст-антиклинали слагают интенсивно метаморфизованные отложения нижнего ордовика.

почти под прямым углом. В зоне этих разломов породы ордовика и протерозоя катаклазированы и частично перекристаллизованы. Породы протерозоя, слагающие Журский горст, образуют довольно пологое (с углами падения на крыльях  $30\text{--}50^\circ$ ) симметричное куполовидное поднятие, осложненное на крыльях мелкими разрывными нарушениями типа сбросо-сдвигов. Как правило, на крыльях поднятия породы залегают весьма спокойно и только в зонах разломов смяты в крутые симметричные складки с углами падения до  $60\text{--}70^\circ$ .

В бассейне Харкинджи широко распространены породы мокринской свиты среднего ордовика, слагающие северо-западное крыло Быстринской антиклинали. Они образуют пологую моноклираль с углами падения  $25\text{--}30^\circ$  на север-северо-восток и на севере перекрыты мезозойскими и четвертичными отложениями. Только в зоне, смежной с разрывными нарушениями и с севера ограничивающей ядро антиклинали, углы падения становятся значительно круче, достигая  $50$  и даже  $80^\circ$ . В зоне разлома породы среднесненской свиты среднего ордовика смяты в мелкие складки. Тип мелкой складчатости в зоне этого разрывного нарушения удалось наблюдать по р. Омувке (фиг. 39).

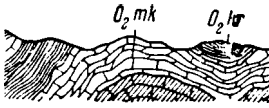
Значительно более сложно построено юго-восточное крыло Быстринской антиклинали. Его слагают породы мокринской и кривунской свит среднего ордовика, смятые в нормально построенные пологие брахисинклинальные и брахисинклинальные складки второго порядка, имеющие северо-западное простирание. Углы падения на крыльях этих складок достигают  $20\text{--}30^\circ$ , ширина их колеблется от  $2$  до  $10$  км. Наиболее крупной структурой подобного типа является Харкинджинская мульда, расположенная в среднем течении Харкинджи. Она представляет собой округлую блюдцевидную симметричную брахисинклинальную складку шириной около  $6$  км и длиной  $8\text{--}10$  км, выполненную отложениями силура. С севера и запада мульда ограничена разрывными нарушениями, в зоне которых доломиты силура перекристаллизованы и смяты в мелкие складки. На южном и восточном ее крыльях породы залегают с углами падения  $30\text{--}40^\circ$ . По левым притокам Харкинджи удается наблюдать, что по направлению к центральной части мульды углы падения пород постепенно выгораживают и массивные доломиты нижней части разреза бизонской свиты залегают почти горизонтально.

К югу от Харкинджинской мульды южное крыло Быстринской антиклинали осложнено пологой антиклинальной складкой также второго порядка, шарнир которой воздымается на восток. В центральной части этой антиклинальной складки обнажаются известняки и мергели мокринской свиты среднего ордовика, падающие на север-северо-восток и юг-юго-запад под углами  $35\text{--}40^\circ$  (фиг. 40). Северо-восточное ее крыло погружается под силурийские отложения Харкинджинской мульды, а юго-западное постепенно переходит в структурные элементы смежной крупной Сернинской синклинали.

Сернинская синклиналь располагается в центральной части района, протягивается с юго-востока от бассейна Таскана на северо-запад до верховьев Момы. Она представляет собой линейную симметричную структуру, ширина которой с северо-запада на юго-восток увеличивается от  $10\text{--}15$  до  $40$  км.

В строении Сернинской синклинали участвуют в основном породы нижнего и верхнего силура и только на юго-востоке, где ее шарнир погружается, центральную часть синклинали выполняют девонские и нижнекаменноугольные отложения. На всем протяжении сернинской синклинали породы омулевской и бизонской свит силура, образующие ее северо-восточное крыло, обладают юго-восточными простираниями, падая под углом  $30\text{--}40^\circ$  на юго-запад, что позволяет это крыло рассматривать как нормальную моноклираль. Только на северо-западе поднятий,

Быстринская



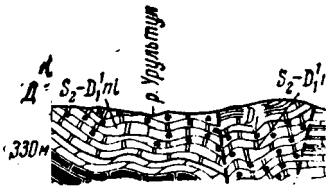
ия Черского (по линии харкинджинская свита. Велюдимская свита; Тг — трепет; 7 — мергели; 8 — массивн

Быстринская



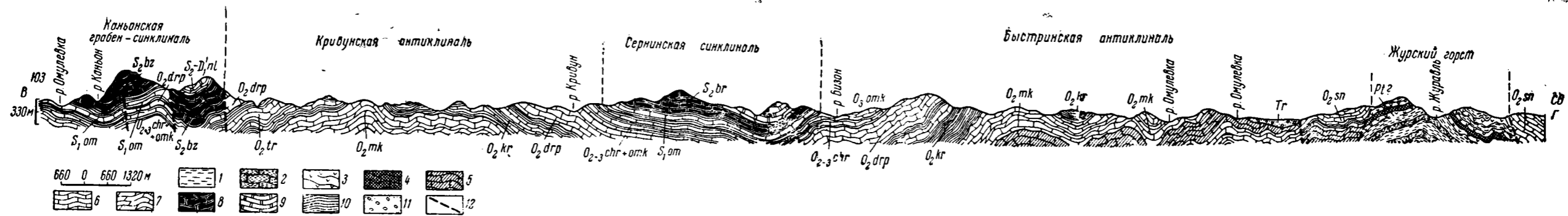
о линии А—Б).

Верхний ордовик: O3otk — нелюдимская свита. 6 — глинистые сланцы; 7



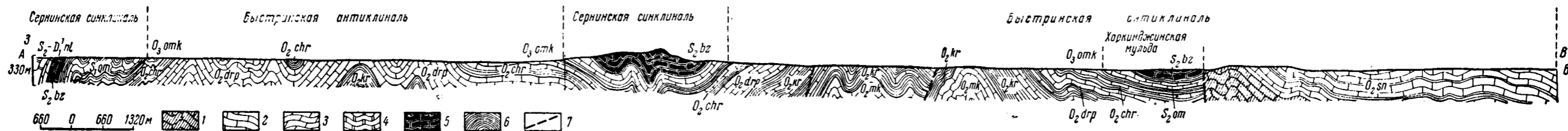
о поднятия Черского (по харкинджинская свита. Велюдимская свита. S2-D1nl — нелюдимская свиты; 9 — мергели; 10 — гл

4-  
3-  
10-  
а-  
3-  
ий  
е-  
3-  
в  
3-  
и  
ия  
е-  
и  
3-  
т.  
и  
ю  
эв  
и-  
и-  
ия  
д-  
о-  
я-  
ix  
  
и-  
е-  
е-  
ий  
жк  
е-  
т.  
и,  
ы.  
ме  
  
у-  
и-  
и-  
о-  
и-  
о-  
ле  
н-  
  
д-  
ь-  
и  
и  
  
ю  
т-  
зя  
а-  
л-  
01



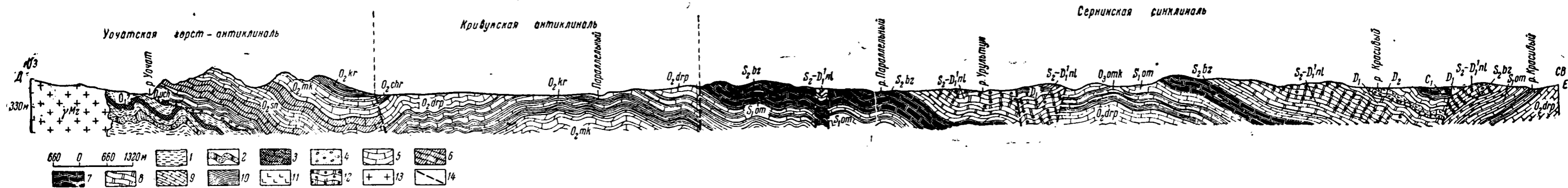
Фиг. 39. Геологический разрез западной части окраинного поднятия Черского (по линии В—Г).

Р1? — докембрий. Средний ордовик:  $O_2sn$  — сиенская свита;  $O_2mk$  — мокринская свита;  $O_2kr$  — кривунская свита;  $O_2dpr$  — дарпирская свита;  $O_2chr$  — харкинджинская свита. Верхний ордовик:  $O_3omk$  — омульская свита. Нижний силур:  $S_1om$  — омульская свита. Верхний силур — нижний девон:  $S_2-D_1nl$  — велюдимская свита; Тг — третичные образования.  
 1 — метаморфические сланцы; 2 — кварциты; 3 — рассланцованные эффузивы; 4 — мраморизованные известняки; 5 — массивные известняки; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — массивные доломиты; 9 — доломиты; 10 — глинистые сланцы; 11 — галечники; 12 — разломы.



Фиг. 40. Геологический разрез западной части окраинного поднятия Черского (по линии А—Б).

Средний ордовик:  $O_2sn$  — сиенская свита;  $O_2mk$  — мокринская свита;  $O_2kr$  — кривунская свита;  $O_2dpr$  — дарпирская свита;  $O_2chr$  — харкинджинская свита. Верхний ордовик:  $O_3omk$  — омульская свита. Нижний силур:  $S_1om$  — омульская свита. Верхний силур:  $S_2bz$  — бизонская свита. Верхний силур — нижний девон:  $S_2-D_1nl$  — велюдимская свита.  
 1 — массивные известняки; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — доломиты; 5 — массивные доломиты; 6 — глинистые сланцы; 7 — разломы.



Фиг. 41. Геологический разрез западной части окраинного поднятия Черского (по линии Д—Е).

$O_1?$  — нижний ордовик. Средний ордовик:  $O_2chr$  — жуирская свита;  $O_2sn$  — сиенская свита;  $O_2mk$  — мокринская свита;  $O_2kr$  — кривунская свита;  $O_2dpr$  — дарпирская свита;  $O_2chr$  — харкинджинская свита. Верхний ордовик:  $O_3omk$  — омульская свита. Нижний силур:  $S_1om$  — омульская свита. Верхний силур:  $S_2bz$  — бизонская свита. Верхний силур — нижний девон:  $S_2-D_1nl$  — велюдимская свита.  
 1 — метаморфические сланцы; 2 — кварциты; 3 — мраморизованные известняки; 4 — конгломераты; 5 — известняки; 6 — массивные известняки; 7 — массивные доломиты; 8 — доломиты; 9 — мергели; 10 — глинистые сланцы; 11 — ангидриты; 12 — коралловые известняки; 13 — гранитоиды; 14 — разломы.

в верховьях Омудевки, они смяты в пологие синклинальные и антиклинальные складки второго порядка северо-западного простирания. В юго-восточной части Сернинской синклинали северо-восточное ее крыло разбито разрывными нарушениями почти меридионального простирания. Здесь, в приразломных зонах углы падения пород становятся более крутыми и достигают 60—80 и даже 85°. Ядро синклинали шириной от 2—3 до 10—15 км сложено отложениями нелюдимской свиты верхнего силура — нижнего девона и на самом востоке района, как уже говорилось выше, породами девона и нижнего карбона. Последние смяты в несколько симметричных синклинальных и антиклинальных складок, разбитых многочисленными мелкими разрывными нарушениями. Число и амплитуды этих складок возрастают по мере расширения и погружения Сернинской синклинали в юго-восточном направлении. Напротив, на северо-западе наблюдается постепенное воздымание ее шарнира, в связи с чем выклиниваются наиболее молодые осадочные образования палеозоя, и мелкая складчатость в этом направлении постепенно затухает.

Юго-западное крыло Сернинской синклинали сложено породами омудевской и бизонской свит силура. Оно представляет собой пологую моноклинали, угол падения которой возрастает по мере удаления слоев от ядра синклинали. На самом юге района юго-западное крыло синклинали сорвано продольным разрывным нарушением, вертикальная амплитуда смещения по которому более 1 км. По этому разлому Сернинская синклинали отделяется от Уочатской горст-антиклинали. Северо-западнее, в долинах Омудевки и ее левых притоков, отложения силура юго-западного крыла описываемой складки согласно залегают на известняках и сланцах харкинджинской свиты верхнего ордовика, слагающих северо-восточное крыло Кривунской антиклинали.

Кривунская антиклинали имеет в плане вытянутую симметричную овальную форму, ширину 15—17 км и протягивается с северо-запада на юго-восток почти на 40 км. Ее свод, достигающий в поперечнике 9 км, сложен слоистыми известняками и сланцами мокринской и кривунской свит среднего ордовика. По направлению на юго-восток шарнир складки вначале погружается, а затем в долине ручьев Поперечного и Параллельного вновь воздымается. Здесь сланцами и известняками кривунской свиты слагается ядро куполовидной антиклинали, являющейся естественным юго-восточным продолжением всей структуры. Известняки и сланцы среднего ордовика смяты в пологие симметричные складки с углами падения на крыльях 25—30° (фиг. 41).

Северо-восточное крыло Кривунской антиклинали спокойно погружается в сторону Сернинской синклинали. Юго-западное крыло антиклинали, наоборот, на всем своем протяжении разбито продольными разрывными нарушениями на ряд блоков, подчеркивающих глыбово-ступенчатое погружение складки в юго-западном направлении. Амплитуда смещения по разломам достигает 500—600 м. В зоне этих разломов известняки дарпирской свиты верхнего ордовика смяты в мелкие складки с углами падения на крыльях 60—80°. По разлому Кривунская антиклинали граничит с Каньонской грабен-синклиналью.

Каньонская грабен-синклинали является самой западной структурой района. Она представляет собой пологую синклинальную складку, ограниченную со всех сторон разрывными нарушениями и протягивающуюся с северо-запада на юго-восток на 35—40 км при максимальной ширине 8—10 км.

Каньонская грабен-синклинали с запада обрамляет Кривунскую антиклинали, а на юге по разлому она сопрягается с Уочатской горст-антиклиналью. Западной границей грабен-синклинали является крупная региональная Дарпирская зона глубинных разломов, разделяющая палеозойское окраинное поднятие Черского и Дарпирский грабен, выпол-

ненный мезозойскими отложениями, и служащая естественным продолжением Чималгино-Чибагалахской зоны разломов. Внутреннее тектоническое строение грабен-синклинали весьма сложное. На крыльях и в центральной части она осложнена брахисинклинальными и брахиантиклинальными складками второго порядка, общее простирание осей которых совпадает с ориентировкой всей структуры. Они развиты продольными и поперечными разрывными нарушениями типа сбросо-сдвигов. В строении восточного крыла Дарпир-Юряхской грабен-синклинали участвуют породы омулевской свиты нижнего силура, обнажающиеся в верховьях левых притоков р. Уочат. Они слагают моноклираль с углами падения 20—30° на юго-запад, сорванную на северо-западе продольным разрывным нарушением.

Ядро Дарпир-Юряхской грабен-синклинали слагают породы бизонской и нелюдимской свит верхнего силура и низов девона, смятые в складки второго порядка. Наиболее крупная из них расположена в среднем течении ручья Свяznego. Здесь доломитами нелюдимской свиты слагается пологая брахисинклиналь с углами падения, не превышающими 25—35°. Восточное крыло брахисинклинали срезается под острым углом крупным сбросом. В зоне разлома доломиты салажской свиты интенсивно перекристаллизованы и смяты в крупные складки с углами падения на крыльях 50—70°.

Западнее, в центральной части Каньонской грабен-синклинали, расположена другая брахисинклинальная складка второго порядка, прослеживающаяся в долинах ручьев Кривуна и Казбека. Ядро ее сложено доломитами бизонской свиты, а крылья — породами омулевской свиты, падающими на запад и на восток под углами 30—40 и даже 50°. Центриклинальное замыкание брахисинклинали оборвано серией поперечных разрывных нарушений. Разделяющие брахисинклинальные складки брахиантиклинали сложены породами омулевской свиты. Они осложнены рядом разломов, в зоне которых породы смяты в пологие симметричные складки. По направлению на юг шарнир складки второго порядка постепенно воздымается, одновременно с общим замыканием Дарпир-Юряхской грабен-синклинали.

О строении западного крыла Дарпир-Юряхской грабен-синклинали мы не имеем никаких данных, так как оно оборвано региональным разрывным нарушением и перекрыто породами мезозоя.

Уочатская горст-антиклиналь расположена на юге изученного района и является одной из наиболее крупных антиклинальных структур поднятия Черского. Она представляет собой антиклинальное поднятие, со всех сторон ограниченное разломами (см. фиг. 41). Наибольшая ширина его достигает 20 км. Уочатская горст-антиклиналь протягивается с северо-запада на юго-восток почти на 50 км от долины Омулевки до верховьев Урультуна, где погружается под силурийские отложения, выполняющие Сернинскую синклиналь. К сожалению, имеются данные только о строении ядра горст-антиклинали и ее северо-восточного крыла, так как юго-западное крыло структуры сорвано крупным разрывным нарушением северо-западного простирания, входящим в систему разломов, ограничивающих с юго-запада поднятие Черского.

Ядро Уочатской горст-антиклинали сложено метаморфическими сланцами нижнего ордовика (?), смятыми в симметричные линейные складки с углами падения на крыльях 50—60°, осложненные более мелкой складчатостью. В центральной части структуры метаморфические сланцы прорваны массивом биотитовых гранитов мезозойского возраста, имеющим сигарообразную форму. Внедрение массива происходило, видимо, по разлому, на что указывают его форма и интенсивный катаклиз пород палеозоя.



Северо-восточное крыло структуры сложено породами среднего ордовика. Они образуют моноклираль, постепенно выполаживающуюся на северо-восток. Угол падения пород ордовика в северо-восточном крыле изменяется от 35 до 40°. В северо-восточной части крыла, в верховьях ручья Параллельного, породы мокринской свиты образуют небольшую пологую брахисинклинальную складку с углами падения на крыльях около 30°. С севера эта складка ограничена разрывным нарушением, разделяющим Учатскую горст-антиклиналь и Каньонскую грабен-синклиналь.

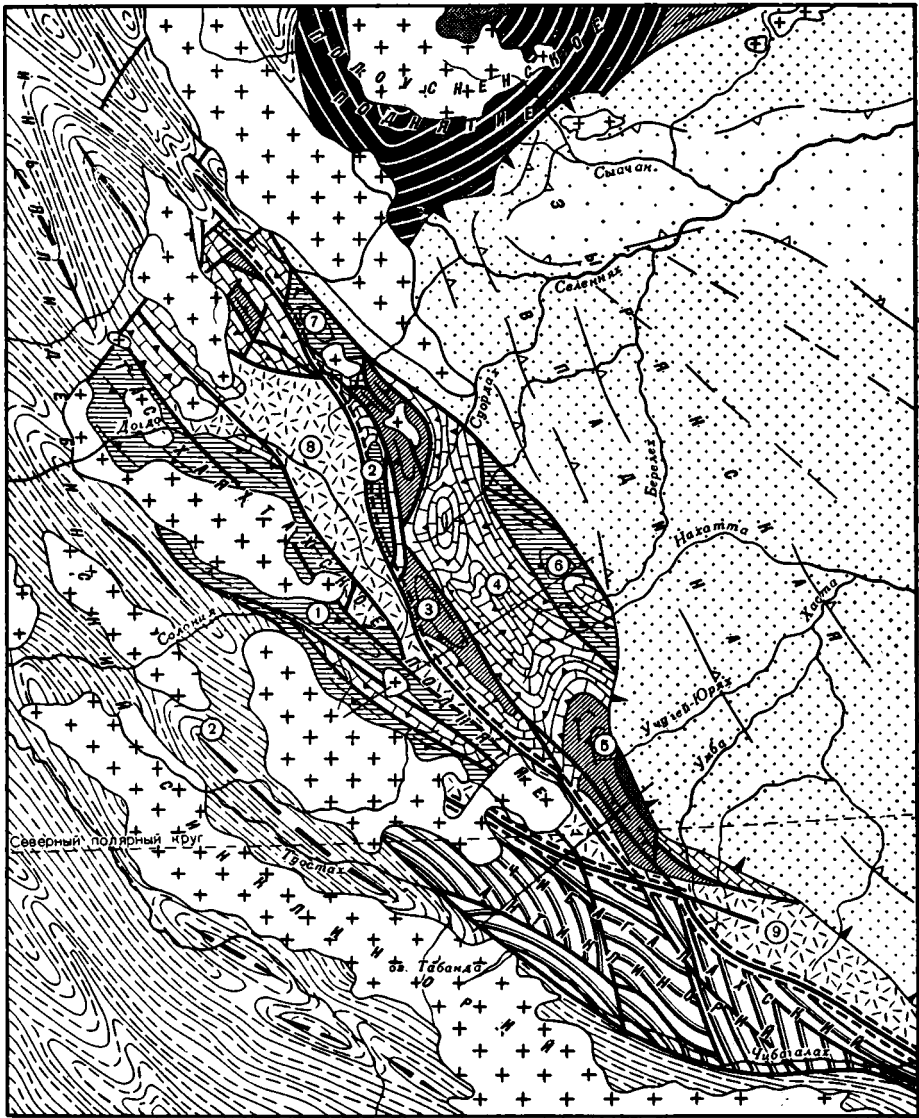
Заканчивая описание отдельных тектонических структур окраинного поднятия Черского, следует остановиться на особенностях его строения в целом. Обращает на себя внимание тот факт, что на востоке поднятия образующие его отложения смяты в простые крупные сводовые и троговые складки, осложненные более мелкими структурами в зонах разрывных нарушений, либо в узких локальных районах, непосредственно примыкающих к мезозойским грабенам, вероятно заложившимся вдоль наиболее крупных разломов. В западной части поднятия крупные складки сменяются более мелкими по своим размерам, однако также относительно простыми и пологими симметричными складками типа брахиантиклиналей и брахисинклиналей. Исключение составляет лишь Сернинская синклиналь, для которой характерна линейная форма. Таким образом, можно отметить, что по направлению с северо-востока на юго-запад складчатая структура палеозоя в поднятии Черского постепенно усложняется и оно в целом имеет глыбово-складчатое строение.

#### Тас-Хаяхтахское окраинное поднятие

Тас-Хаяхтахское поднятие расположено на продолжении поднятия Черского на северо-запад. Оно прослеживается от долины Индигирки сначала в северо-западном, а затем в близком к меридиональному направлении до долины р. Селеннях. Общая его протяженность составляет 30 км при максимальной ширине 50—70 км. С запада Тас-Хаяхтахское поднятие ограничено Чималгино-Чибагалахской зоной разломов от Чибагалахского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория. С востока поднятие граничит с Момо-Зырянской впадиной, выполненной мезозойскими образованиями. Породы нижнего и среднего палеозоя, слагающие поднятие, смяты в крупные складки, разбитые многочисленными продольными и диагональными разломами, обуславливающими его сложное глыбово-складчатое строение.

В пределах окраинного поднятия с востока на запад выделяются следующие тектонические структуры северо-западного простираения (фиг. 42): Берелехская брахиантиклиналь (6), Куренахская синклиналь (4), Учугейская антиклиналь (5), Ырганджинская антиклиналь (3), Ойсордахская антиклиналь (7), Ветринская синклиналь (2) и Солонинская антиклиналь (1). Последние две структуры разделены между собой Догдинским грабеном, входящим в пояс мезозойских грабенов, которые обрамляют Колымский срединный массив с запада и юго-запада.

Самая восточная из структур Тас-Хаяхтахского поднятия Берелехская брахиантиклиналь протягивается от долины р. Суордах до среднего течения р. Нахатты на 50 км при ширине 25—30 км. Для нее в целом характерна куполовидная форма, несколько вытянутая в меридиональном направлении. Ядро брахиантиклинали слагают породы датнинской свиты (фиг. 43). Они образуют пологий свод с углами падения пород 8—15°. По направлению к крыльям складок углы падения пород становятся круче и достигают 25—30°. Восточное крыло



Фиг. 42. Структурно-геологическая схема Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия. Составлена Н. А. Богдановым с использованием материалов Ю. А. Гребенникова, Л. К. Дубовикова, Ю. Т. Крежевских, В. К. Лежоева, Р. Н. Титова, И. П. Шлыкова.

1—4 — окраинные поднятия Колымского среднего массива: 1 — докембрий; 2 — нижний ордовик; 3 — средний и верхний ордовик; 4 — силур; 5 — девон и нижний карбон; 6 — нижний и средний палеозой Чибгалахского антиклинория; 7 — средний и верхний триас и юра Иньяли-Дебинского синклинория; 8 — мезо-кайнозойские отложения Зырянской впадины; 9 — верхний палеозой и мезозой наложенных впадин окраинных поднятий; 10 — мезозойские гранитоиды; 11 — структурные линии; 12 — оси антиклинальных и синклинальных структур; 13 — разломы; 14 — Чималгино-Чибгалахская зона разломов; 15 — Датнинская зона разломов. Цифры на схеме — внутренние структуры Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия: 1 — Солоньинская антиклиналь; 2 — Ветринская синклиналь; 3 — Ыграндинская антиклиналь; 4 — Куранахская синклиналь; 5 — Учугейская антиклиналь; 6 — Берехская антиклиналь; 7 — Ойсордахская антиклиналь; 8 — Догдинский грабен; 9 — Умбинская грабен-синклиналь.

брахиантиклинали сорвано по разлому, разделяющему ее с Момо-Зырянской впадиной. В зоне разлома породы смяты в мелкие складки, запрокинутые на восток. Ширина полосы приразломных складок не превышает 0,5—0,7 км. Западное крыло Берелехской брахиантиклинали также осложнено продольным сбросом, разделяющим ее с Куранахской синклиналию.

Куранахская синклинали прослеживается от среднего течения р. Нахатты до верховьев р. Кыры более чем на 100 км. Ширина синклинали достигает 30—40 км. Восточное крыло структуры повсеместно срезано разломами, отделяющими ее от Момо-Зырянской впадины и Берелехской брахиантиклинали, поэтому удается наблюдать только западное крыло и ядро структуры. В поперечном разрезе Куранахская синклинали имеет форму трога. Слагающие западное крыло синклинали породы верхнего силура падают на северо-восток под углом 25—30° и образуют моноклинали, резко выполаживающуюся на восток (фиг. 44). Ядро синклинали выполнено массивными известняками датнинской свиты, залегающими почти горизонтально. В этой части структуры наблюдаются лишь пологие перегибы слоев. На юго-западе, в долине Нахатты и ее притоков, Куранахская синклинали замыкается и шарнир ее резко воздымается, при этом породы падают на северо-запад под углами 30—50°.

Южнее долины Нахатты на простирании центриклинального замыкания Куранахской синклинали расположена Учугейская антиклинали.

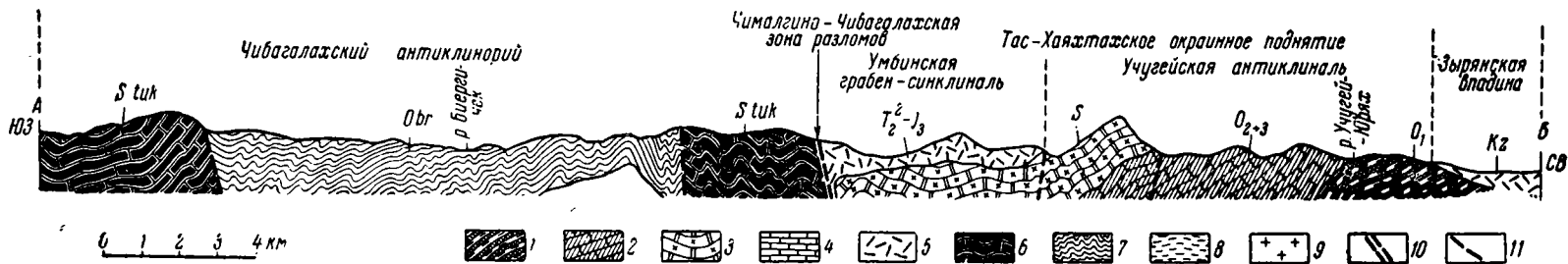
Учугейская антиклинали имеет почти меридиональное простирание и прослеживается от долины р. Нахатты до р. Умбы. Длина ее достигает 70 км, а ширина около 25—30 км. Здесь удастся изучить только западную часть и северное переклиналиное замыкание антиклинали. Восточное крыло и южное переклиналиное замыкание складки по продольным сбросам ступенчато погружаются под отложения Момо-Зырянской впадины. Породы ордовика, слагающие западную часть ядра и крыло антиклинали, образуют моноклинали, в пределах которой угол падения пород возрастает с востока на запад от 25 до 60°. В своей окраинной западной части моноклинали осложнена сбросами и взбросами с незначительной амплитудой смещения. В зонах этих разломов тонкослоистые известняки и сланцы смяты в мелкие складки, а более массивные разности обычно несколько перекристаллизованы и раздроблены. Севернее, в долинах рек Ойсордах и Борыллах, западное крыло структуры осложнено мелкими складками, наклон крыльев которых становится более крутым по направлению на запад и меняется от 30 до 70° (фиг. 45). Более сложно построено северное переклиналиное замыкание Учугейской антиклинали. Слагающие его известняки таганьинской свиты смяты в ряд складок второго порядка, которые, в свою очередь, сменяются узкими линейными складками, образованными породами харкинджинской и омулевской свит. Углы падения на крыльях этих складок изменяются от 25 до 40°.

Северо-западнее кулисообразно относительно Учугейской антиклинали расположена Ырганджинская антиклинали. Она со всех сторон ограничена разломами и протягивается почти в меридиональном направлении от р. Себечен до р. Борыллах на 35—40 км при ширине 8—10 км. Шарнир структуры испытывает воздымание по направлению на север, и здесь в долинах рек Ырганджи и Инароджи в ядре ее обнажаются породы усунской и таганьинской свит ордовика. Они образуют крутую гребневидную антиклиналиную складку, крылья которой постепенно выполаживаются на запад и на восток. Угол падения пород на них меняется от 50 до 30°. Южнее, в верховьях р. Артых-Юрях, ядро антиклинали построено более просто. Здесь образования ордовика слагают пологий свод с углами наклона слоев 25—30°.



Фиг. 43. Разрез Тас-Хаяхтаховского поднятия по линии ВГ

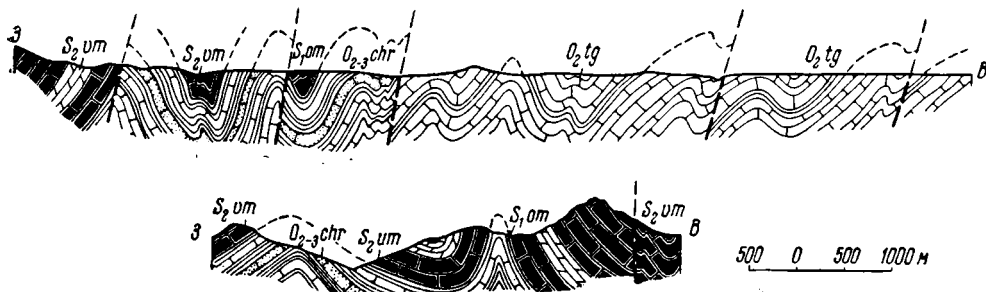
1 — нижний ордовик; 2 — средний и верхний ордовик; 3 — силур; 4 — девон; 5 — средний триас и верхняя юра.



Фиг. 44. Разрез хребта Тас-Хаяхтах по долине р. Умбы

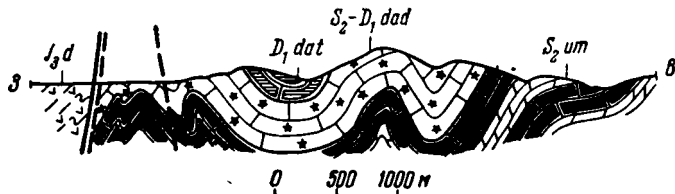
6 — силур, тукчанская свита; 7 — ордовик, биергичская свита; 8 — ордовик Иньяли-Дебинского синклиория; 9 — мезозойские гранитоиды; 10 — разломы глубинного заложения; 11 — разрывные нарушения.

Крылья Бйрганджинской антиклинали сложены породами силура и повсеместно имеют простое строение. Породы, образующие их, падают под углами 20—30° и только в непосредственном контакте с разломами смяты в мелкие сложные складки. По разлому, обрамляющему Бйрганджинскую антиклиналь с запада, она сопрягается с мезозойским Догдинским грабеном и Ветринской синклиналию.



Фиг. 45. Типы мелких складок на западном крыле Учугейской антиклинали.  
 $O_2tg$  — таганьинская свита;  $O_{2-3}chr$  — харкинджинская свита;  $S_{1om}$  — омулевская свита;  
 $S_{2um}$  — умбинская свита.

Ветринская синклинали сложена породами верхнего силура и девона. Она протягивается от верховьев р. Кыры на север до р. Инароджи на юге на 40 км при ширине 10—12 км и со всех сторон ограничена разрывными нарушениями. В целом Ветринская синклинали имеет правильную овальную форму, осложненную на крыльях складками второго и более высоких порядков. Так, породы западного крыла синклинали в долине р. Датны I в зоне разрывных нарушений, разделяющих синклинали с Догдинским грабеном, смяты в мелкие складки



Фиг. 46. Разрез Ветринской синклинали по р. Датна.  
 $S_{2um}$  — умбинская свита;  $S_2 - D_{1dad}$  — дадыньинская свита;  
 $D_{1dat}$  — датнинская свита;  $J_{3d}$  — догдинская свита.

с углами падения на крыльях 70—80°. В отдельных узких блоках и клиньях удается наблюдать запрокидывание складок на запад, в сторону грабена. Восточное крыло Датнинской синклинали построено более просто. Известняки умбинской свиты, слагающие его, образуют моноклиналь с углами падения слоев на крыльях 40—50°, осложненную пологой сундучной складкой второго порядка (фиг. 46). Шарнир синклинали испытывает воздымание на северо-запад и здесь центриклинальное замыкание ее сменяется структурными элементами Ойсордахской антиклинали.

Ойсордахская антиклиналь расположена в северо-восточной части Тас-Хаяхтахского поднятия между двумя мезозойскими гранитными батолитами — Хадарыньинским (см. фиг. 42, 7) на востоке и Тирехтяхским на западе. Антиклиналь была описана Р. Н. Титовым. Внутреннее строение ее осложнено разрывными нарушениями двух

направлений — северо-западного и северо-восточного. Первые из них прослеживаются в пределах всего Тас-Хаяхтахского поднятия и отделяют последнее от Зырянской впадины. Вторые — являются западным продолжением разломов, с юга обрамляющих Полоусненское поднятие. Они разбивают Ойсордахскую антиклиналь на ряд отдельных тектонических блоков северо-западного простираения. Ядро антиклинали слагают породы ордовика и силура, а в строении ее крыльев участвуют образования девона. Углы падения слоев на крыльях достигают  $60-75^\circ$ . В зонах, прилежащих к разломам, ниже- и среднепалеозойские отложения перекристаллизованы и пронизаны большим количеством даек диабазов.

Наиболее сложно построена западная часть Тас-Хаяхтахского поднятия, в пределах которой расположена Солоньинская антиклиналь. С запада она по разлому контактирует с Чибгалахским антиклинорием, а с востока сопрягается с Догдинским грабеном, протягиваясь с юго-востока на северо-запад почти на 80 км при ширине до 10—12 км. Солоньинская антиклиналь представляет собой узкую линейную складку, осложненную на крыльях и в своем северо-западном периклинальном замыкании разломами. Ядро антиклинали слагают породы умбинской свиты нижнего лудлоу. Они смяты в крутые (углы падения слоев около  $70^\circ$ ) симметричные складки северо-западного простираения, осложненные сбросами и взбросами с амплитудой смещения в несколько сот метров. Западное крыло Солоньинской антиклинали образовано породами верхнего лудлоу и нижнего девона и осложнено узкими линейными складками второго порядка, углы падения пород на крыльях которых достигают  $75-80^\circ$ ; местами складки запрокинуты на запад. Известняки девона, слагающие восточное крыло структуры, образуют моноклираль, нарушенную многочисленными продольными разломами. Только в зонах разрывных нарушений моноклираль осложнена мелкой складчатостью.

Таким образом, Тас-Хаяхтахское окраинное поднятие представляет собой сложное глыбово-складчатое сооружение, включающее ряд крупных палеозойских складок. Следует остановиться на некоторых общих особенностях строения поднятия (фиг. 43, 44). В восточной части его развиты крупные складки с размахом крыльев до 25—30 км. В их центральных частях породы залегают весьма полого, а на крыльях падают под углами  $20-40^\circ$ . К последним обычно приурочены разломы, подчеркивающие общее глыбово-складчатое строение этой территории. Эта часть поднятия, как видно из описания, очень сходна по своему строению с западной частью поднятия Черского и является, вероятно, ее продолжением на северо-запад. В западной части Тас-Хаяхтахского поднятия этот тип складок сменяется узкими линейными формами, прослеживающимися на 30—40 км при ширине 5—7 км. Углы падения на крыльях этих складок —  $50-70^\circ$ , а в ядрах гребневидных антиклиналей породы стоят на голове. Ширина зоны линейной складчатости не превышает 25—30 км.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что степень дислоцированности пород палеозоя в Тас-Хаяхтахском поднятии, как и в поднятии Черского, постепенно возрастает с востока на запад по мере удаления от центральной части Колымского срединного массива к его периферии.

\* \* \*

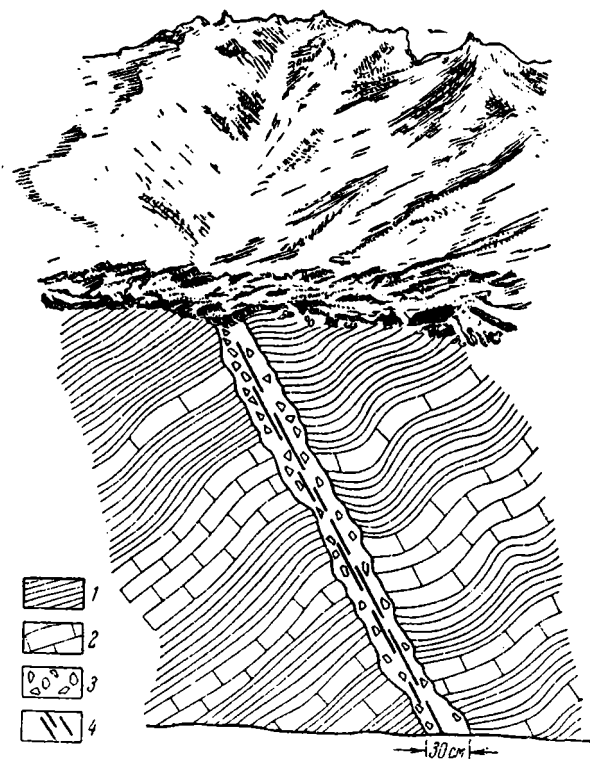
Как уже подчеркивалось выше, большую роль в формировании структур окраинных поднятий Колымского срединного массива играют разрывные нарушения.

Наиболее важными из них являются зоны разломов глубинного заложения, ограничивающие с юго-запада Колымский срединный массив (Чималгино-Чибгагалахская зона разломов и лежащая на ее продолжении Дарпирская зона), а также разлом, разделяющий окраинное поднятие Черского и Тас-Хаяхтахское поднятие на две части. К разломам глубинного заложения следует отнести и Арга-Тасскую зону разломов, отделяющую поднятие Черского от центральной части Колымского срединного массива. Разломы, как правило, протягиваются на сотни километров и с ними связано многократное проявление вулканизма.

Ко второму типу разрывных нарушений относятся продольные и диагональные сбросы и взбросы, разделяющие отдельные структуры окраинных поднятий. Они протягиваются на десятки километров, а амплитуда смещения по ним, видимо, не превышает 1,5—2 км. Эти разломы широко распространены в юго-западной части поднятия Черского и в центральной части Тас-Хаяхтахского поднятия. С разломами этого типа связаны незначительные по мощности (до 15—20 м) зоны перекристаллизации пород и катаклаза, а также мелкой складчатости и плейчатости. Характерно, что они обычно секут породы палеозоя и триаса и перекрываются верхнеюрскими образованиями. К ним часто приурочены дайки габбро-диабазов, прорывающие палеозойские образования.

Третий тип объединяет разломы, широко распространенные во всех тектонических структурных поднятиях. К нему относятся продольные и поперечные разрывы типа взбросов, сбросо-сдвигов и надвигов, прослеживающиеся на протяжении от 100—200 м до 1—2 км с амплитудой смещения от нескольких метров до 1—1,5 км. Подавляющее большинство из них, сохраняя в целом простирание структур, секут крылья пликативных дислокаций под острым углом.

Из них наиболее широко распространены сбросы и сбросо-сдвиги, особенно легко устанавливаемые в тонкослоистых пачках. Амплитуда перемещения по ним различна и измеряется от 1—3 до нескольких сот метров. Первые из них часто наблюдаются непосредственно в обнажениях (фиг. 47). Вдоль линии сброса имеются зоны тектонических брекчий и милонитов, мощность которых 30—50 см. Сланцы и тонкопластовые известняки в зоне разлома, ширина которой часто не более 1—3 м,

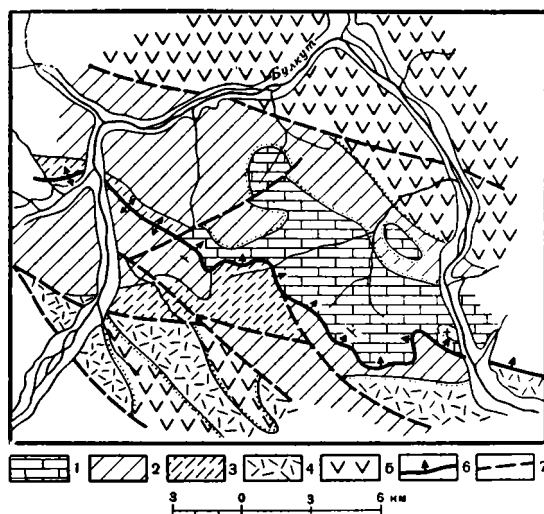


Фиг. 47. Сброс на крыле Учугейской антиклинали (р. Учугей-Юрях).

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — зона дробления; 4 — линия разлома.

слабо изогнуты и иногда мелко гофрированы. Сбросы обычно секут и мезозойские эффузивы. Они легко устанавливаются при дешифрировании аэрофотоснимков.

Разломы, секущие структуры палеозоя почти под прямым углом, встречаются значительно реже. Это, как правило, взбросы с вертикальной амплитудой перемещения от нескольких сот метров до 2 км. Они обрамляют Журский горст, а также осложняют структуры Сернинской



Фиг. 48. Надвиг, осложняющий моноклиналное падение пород восточного крыла Рассошинской синклинали (по А. А. Николаеву).

1 — средний и верхний девон; 2 — нижняя пермь; 3 — верхняя пермь; 4 — верхний триас; 5 — верхняя юра; 6 — надвиг; 7 — сбросы.

и Рассошинской синклиналей. Надвиги чаще всего наблюдаются среди разломов, оперяющих глубинные тектонические швы. Из них одним из самых крупных является надвиг, в среднем течении р. Булкит, который был описан А. А. Николаевым, А. Г. Лапшиновым и автором. Здесь девонские известняки смещены на глинистые известняки перми по надвику с углом падения плоскости сместителя до  $25-30^\circ$  (фиг. 48). Амплитуда смещения точно не установлена; можно только предполагать, что она не превышает 2 км. Характерно, что как девонские образования, так и пермские падают на северо-восток, причем если первые из них в общем параллельны плоскости сместителя, то вторые срезаются ею под острым углом ( $2-5^\circ$ ). Более мелкие по своим размерам и амплитуде перемещения надвиги наблюдались на крыльях структур в крутых скальных обнажениях. Они особенно хорошо фиксируются в тех случаях, когда плоскость сместителя пересекает дайки габбро-диабазов. Амплитуда смещения по ним не превышает одного метра.

Все типы разрывных нарушений подчеркивают общее глыбово-складчатое строение окраинных поднятий.

К характеристике глубинных разломов мы перейдем после описания мезозойских наложенных впадин.



## Мезозойские наложенные структуры

Мезозойские образования, преимущественно верхнеюрские и нижнемеловые, в юго-западной части Колымского срединного массива выполняют различные по форме и типу наложенные впадины. Ю. М. Пущаровским (1960<sub>2</sub>) было отмечено, что они сопряжены с областями, сложенными палеозойскими образованиями. Такими структурами в пределах изученного района являются Момо-Зырянская впадина и грабены и грабен-синклинали, вытянутые вдоль зон региональных разломов. В их пределах породы обычно смяты в брахискладки простого строения, углы падения на крыльях которых составляют 10—20°, а в ядрах они еще более пологие.

Общее простирание описываемых структур северо-западное, отвечающее в общем плану расположения палеозойских складок. Более того, намечается известное соответствие крупных мезозойских элементов основных зон поднятий и прогибаний палеозойским. В этом смысле впадины являются унаследованными, конкордантными по отношению к структурам палеозойского фундамента.

Однако мезозойские брахискладки наследовали лишь общее простирание палеозойских структур, но не их формы и в этом смысле они наложенные. Таким образом, мезозойские структуры юго-западной части Колымского срединного массива являются наложенными, но наложенными конкордантно. Это хорошо выявляется на примере внутреннего строения Момо-Зырянской впадины.

### *Момо-Зырянская впадина*

Момо-Зырянская впадина занимает обширную территорию в юго-западной части Колымского срединного массива и выполнена верхнеюрскими и нижнемеловыми образованиями. Она имеет неправильную изометричную форму, вытянутую в северо-западном направлении. В длину она прослеживается на 400—450 км при максимальной ширине до 180—200 км. С юго-востока, юга и северо-запада впадина обрамляется палеозойскими окраинными поднятиями срединного массива, а на севере и северо-востоке Алазейским и Приколымским поднятиями древнего ядра массива. В северо-восточной части Момо-Зырянская впадина разделена продольным крупным антиклинальным сводом, названным нами Илинь-Тасской мегантиклиналью, на две различные по своему строению и форме синклинали — Момскую мульду и Зырянский прогиб.

Внутреннее строение впадины и отдельных ее частей было освещено в работах А. В. Зимкина (1938<sub>2</sub>), П. Н. Ушакова (1938), А. А. Волосатова (1947), Б. И. Дранникова (1947), Л. А. и Б. А. Снятковых (1958), К. Я. Спрингиса (1958), С. И. Гаврикова (1958), Ю. М. Пущаровского (1961) и других. Все они отмечали в целом ее простые формы и слабую дислокацию выполняющих пород.

Остановимся на морфологии крупных внутренних структур Момо-Зырянской впадины.

Зырянский прогиб почти повсеместно сложен породами нижнего мела. Он прослеживается с юго-востока на северо-запад от долины Колымы до Селенняхского кряжа на 400—450 км при максимальной ширине около 35—50 км. С юга и северо-востока прогиб обрамляет древнее ядро Колымского срединного массива, а с юго-запада он сопрягается по Арга-Тасской зоне разломов с Илинь-Тасской мегантиклиналью.

Шарнир Зырянского прогиба ундулирует — на юго-востоке в бассейне Зырянки он круто погружается, у долины р. Делькю он возды-

мается, а у р. Мятис вновь испытывает погружение. Далее на северо-запад намечается постепенное воздымание шарнира прогиба по направлению к его центриклинальному замыканию, что подчеркивается значительным сокращением мощностей нижнемеловых отложений. На всем своем протяжении прогиб имеет резко асимметричное строение, которое обусловливается пологом залегающим пород в пределах его северо-восточного крыла и более крутым — в юго-западном. Если ширина северо-восточного крыла достигает 15—20 км, то в юго-западном она не превышает 3—7 км.

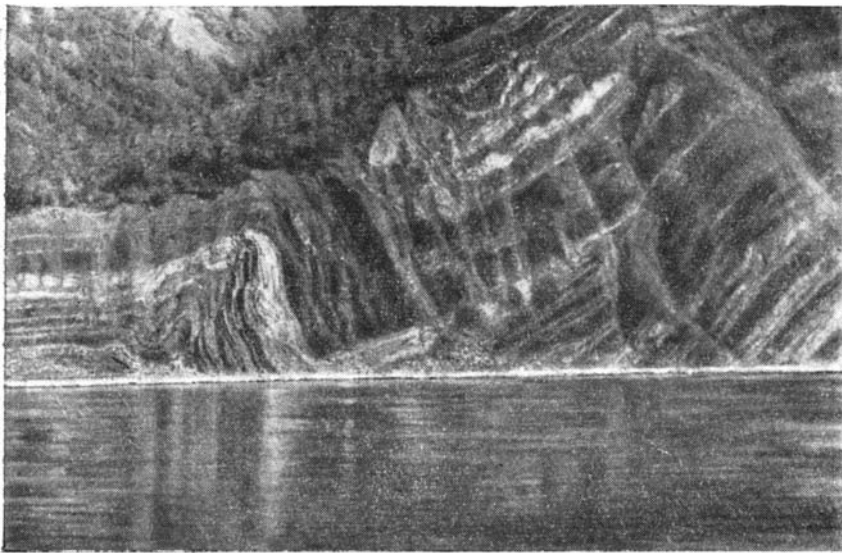
Северо-восточное крыло Зырянского прогиба на обширной территории перекрыто четвертичными отложениями. Отдельные разрозненные части его были описаны П. Н. Ушаковым (1938) и Г. Г. Поповым (1959) в бассейнах Зырянки и Силаяпа, на правобережье верховьев р. Ожогинной (Пепеляев и Терехов, 1962) и автором в долине Индигирки. Повсеместно в его пределах породы нижнего, а в бассейне Силаяпа и верхнего мела образуют пологую (с углами наклона 5—10°) моноклинал. В этом крыле не были установлены складки второго и более высоких порядков. Лишь в непосредственном контакте со сбросами, небольшими по протяженности (до 300—500 м), и амплитудами смещения (10—30 м) тонкослоистые глинистые и углистые сланцы полого изогнуты.

Более сложное строение имеет юго-западное крыло прогиба. В его пределах породы наклонены на северо-восток под углами 15—20°. В отдельных разрозненных местах оно осложнено симметричными блюдцевидными брахискладками, наклон юго-западных крыльев которых обычно несколько круче, чем северо-восточных. Характерно, что по приближению к Илинью-Тасской мегантиклинали брахиструктуры становятся более узкими, а углы наклона на их крыльях достигают 30°. Широко развитые здесь крутые сбросы обычно имеют амплитуды смещения до 50 м и являются в большинстве своем оперяющимися нарушениями Арга-Тасской зоны разломов.

В ядре прогиба породы нижнего мела, а в бассейне Зырянки и верхнего мела залегают весьма полого, а местами почти горизонтально. В долине Зырянки они смяты в широкие плоские складки с наклоном пород на крыльях не свыше 10—15°.

Смежная с Зырянским прогибом Илинью-Тасская мегантиклиналь, сложенная верхнеюрскими терригенными образованиями, простирается в запад-северо-западном направлении от верховьев Зырянки до бассейна Селенныха. Орографически она хорошо выражена горными сооружениями Момского, Илинью-Тасского, Арга-Тасского хребтов и хребта Андрей-Тас. Илинью-Тасская мегантиклиналь достигает в длину 300 км, а в ширину 50—70 км.

В целом она представляет собой крупное антиклинальное сооружение с пологом сводом и круто наклоненными крыльями. Вдоль ее крыльев прослеживаются зоны региональных разрывных нарушений: на северо-востоке — Арга-Тасская зона разломов, а на юго-западе — разлом Улахан. Северо-восточное крыло мегантиклинали круто, под углами 30—50°, наклонено в сторону Зырянского прогиба. Оно представляет собой моноклинал, которая в непосредственном контакте с Арга-Тасской зоной разломов к юго-западу от нее осложнена серией мелких складок с размахом крыльев от 10 до 70—100 м. Складки в непосредственном контакте с зоной разломов, как правило, асимметричны — они имеют крутые (с углами падения пород до 70—80°) северо-восточные крылья и более пологие юго-западные (углы наклона их до 30—40°). Среди них выделяются как гребневидные (фиг. 49), так и коробчатые типы складок, нередко нарушенные на крутых крыльях небольшими по амплитудам разрывными нарушениями. Постепенно на юго-запад, к



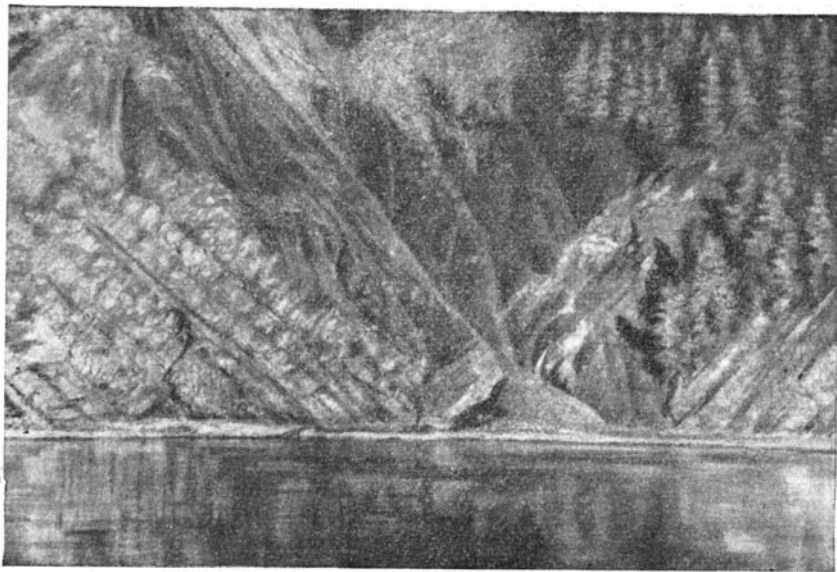
Фиг. 49. Гребневидные складки в северо-восточном крыле Илинъ-Тасской мегантиклинали (р. Индигирка).



Фиг. 50. Коробчатые складки в северо-восточном крыле Илинъ-Тасской мегантиклинали (р. Индигирка).

своду мегантиклинали, они сменяются более пологими сводовыми структурами с наклоном слоев на северо-восточных крыльях  $30-40^\circ$ , а на юго-западных не свыше  $20^\circ$  (фиг. 50).

Ядро Илинъ-Тасской мегантиклинали, имеющей в ширину до  $30-40$  км, также построено весьма неоднородно. В центральной, осевой его части породы залегают полого-волнисто. Здесь, как правило, отсутствуют пликативные дислокации и углы падения в слагающих его образованиях обычно не превышают  $5-15^\circ$ . Однако в обе стороны по направлению к его периферии полого-волнистое залегание слоев сменяется крупными сундучными складками с широкими пологими сводами, чаще всего наклоненными от оси мегантиклинали. В северной части ядра северо-восточные крылья сундучных складок крутые ( $40-60^\circ$ ), а юго-западные более пологие — углы падения пород на них  $10-20^\circ$  (фиг. 51).



Фиг. 51. Синклираль, разделяющая коробчатые складки в пределах северной части ядра Илень-Тасской мегантиклинали (р. Индигирка).

Обратную картину можно наблюдать на южной периферии свода, где крутыми являются юго-западные крылья, а пологими — северо-восточные. Характерно, что зеркало складчатости всех дислокаций в ядре мегантиклинали почти горизонтально, что легко устанавливается в долине Индигирки. Здесь один горизонт массивных песчаников почти непрерывно наблюдается вкрест простирания структуры на расстоянии около 50 км (фиг. 52).

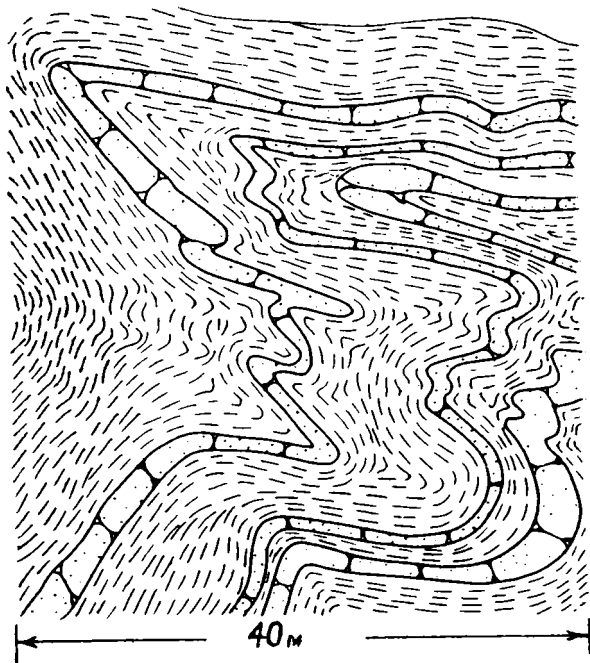
В юго-западном крыле Илень-Тасской мегантиклинали по направлению с северо-востока на юго-запад также наблюдается повышение напряжений тектонических дислокаций. Если у периферии ядра мегантиклинали развиты преимущественно коробчатые и гребневидные складки, то в восточной части крыла преобладают линейные и нередко опрокинутые на юго-запад несимметричные антиклинали и синклинали. Еще более сложно породы юго-западного крыла смяты в зоне шириной до 15 км, непосредственно примыкающей к разлому Улахан. В долине Индигирки, по течению в 10 км ниже пос. Хону, в зоне разлома, породы по серии надвигов с наклоном сместителей до 30—35° образуют чешуйчатые структуры, запрокинутые на юг. Следует отметить, что чешуи, амплитуда перемещения которых не выше 100—150 м, резко затухают у сочленения Илень-Тасской мегантиклинали и Момской мульды.

Таким образом, в пределах мегантиклинали преобладает складчатость промежуточного типа (по В. В. Белоусову, 1954), т. е. гребневидная и килевая с пологим, почти горизонтальным зеркалом дислокаций. Исключение составляют лишь локальные части крыльев мегантиклинали, непосредственно примыкающие к зонам региональных разрывных нарушений, в пределах которых верхнеюрские песчано-сланцевые образования наиболее сложно смяты.

Момская мульда, сложенная породами верхней юры и нижнего мела, расположена в южной части Момо-Зырянской впадины. Она имеет вытянутую форму и прослеживается от верховьев р. Момы до хребта Тас-Хаяхта более чем на 300 км при ширине, достигающей 60—80 км. С северо-востока мульда граничит с Илень-Тасской меганти-

клиналью, а с запада и юго-запада обрамляется окраинными поднятиями срединного массива.

Внутреннее строение Момской мульды и отдельных ее частей было описано С. И. Гавриковым (1958), М. И. Аргуновым и В. В. Шевченко. По данным этих исследователей, она имеет резко выраженное асимметричное строение. Северо-восточное крыло мульды, ширина которого



Фиг. 52. Запрокинутые складки юго-западного крыла Илинью-Таской мегантиклинали в зоне, примыкающей к разлому Улахан (р. Индигирка, в 10 км по течению ниже пос. Хону).

около 30—35 км, сложено отложениями верхней юры. Они образуют моноклираль, наклоненную на юго-запад под углом 10—15°. Юго-западное крыло Момской мульды более крутое. Углы наклона слоев в его пределах 20—25°, а ширина его около 3—5 км. В окраинной части крыла породы местами интенсивно дислоцированы по разрывным нарушениям, оперяющим Чималгино-Чибাগалахскую зону разломов. По направлению на северо-восток, т. е. к осевой части мульды, ее крыло резко выполаживается и углы падения пород в этой части не превышают 10—15°.

Центральная часть мульды выполнена верхнеюрскими и нижнемеловыми образованиями. Последние слагают две крупные брахисинклинальные складки, выделенные С. И. Гавриковым (1958) как Тихонская и Далыгдинская брахисинклинали. Первая из них расположена на правом берегу Индигирки. По данным М. И. Аргунова, она имеет округлую форму, вытянутую в северо-западном направлении. На севере брахисинклиналь ограничена сбросами с амплитудой смещения в несколько десятков метров. На крыльях ее породы нижнего мела слабо наклонены под углами до 10—15°, а в ядре залегают практически горизонтально.

Далыгдинская брахисинклиналь расположена на левобережье Момы, кулисообразно по отношению к Тихонской. С севера она тоже ограничена сбросом, а внутреннее ее строение почти идентично последней:

Отличие ее от Тихонской брахисинклинали заключается лишь в том, что ось ее имеет почти широтное простираение.

Разделяющие брахисинклинали Кипчинстанский и Ыстыннахский антиклинальные своды (по С. И. Гаврикову) достигают по протяженности 80 км при ширине 20—30 км. В ядрах породы лежат почти горизонтально, а на крыльях наклонены под углами от 10 до 25°. Они локально осложнены разрывными нарушениями, незначительными по своей длине и амплитуде и более мелкими складками, размах крыльев которых не превышает 3 км, а крутизна около 15—20°, в редких случаях несколько больше.

Таким образом, строение Момской мульды исключительно простое. По углам наклонов слоев и формам складок она мало чем отличается от Зырянского прогиба. Однако форма ее более округлая и простираение осей структур второго порядка не выдержанное западное (как это имеет место в Зырянском прогибе), меняющееся от широтного до почти меридионального, как бы приспособившаяся к контурам окружающих мульду поднятий.

Заканчивая описание тектоники Момо-Зырянской впадины, можно отметить, что ее строение в основном обусловлено характером структур палеозойского фундамента. В частности, наиболее прогнутая часть впадины — Зырянский прогиб — расположена вдоль зоны сочленения древнего ядра Колымского срединного массива и палеозойской складчатой области, а осевая часть Момской мульды совпадает с осью палеозойского Омудевского прогиба. Во впадине сохраняется и общее с палеозойским фундаментом простираение структур. Вероятно, большинство дислокаций впадины имеет глыбовидную природу, так как можно предполагать, что основание впадины образуют блоки, испытавшие движения разного знака и различной интенсивности.

#### *Мезозойские грабены западной части Колымского срединного массива*

Особое место среди мезозойских наложенных структур Колымского срединного массива занимают грабены и грабен-синклинали, выполненные преимущественно верхнеюрскими вулканогенными образованиями и вытягивающиеся вдоль крупных глубинных разломов.

Наиболее крупные структуры этого типа прослеживаются вдоль Арга-Тасской зоны разломов, разлома Улахан, Чималгино-Чибагалахской зоны и продолжающего ее на юго-восток Дарпирского разлома. Они узкой полосой вытягиваются по юго-западному обрамлению срединного массива от бассейна Догдо на северо-западе до долины Таскана на юго-востоке. На севере мезозойские приразломные грабены и грабен-синклинали расположены в пределах палеозойского Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия; южнее, в долине Индигирки, они являются крайней юго-западной частью Момо-Зырянской впадины, а на юго-востоке отделяют палеозойское окраинное поднятие Черского от Иньяли-Дебинского синклинория. Среди них выделяются Догдинский грабен, Умбинская грабен-синклиналь и Дарпирский грабен. Рассмотрим их строение с северо-запада на юго-восток.

Догдинский грабен расположен в центральной части Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия и протягивается с севера на юг от широтного участка долины Догдо до верховьев р. Горедомчан-Юрях, разделяя поднятие на две части. Длина его около 100 км, а максимальная ширина 20 км. Выполнен грабен породами верхнеюрского и, возможно, нижнемелового возраста. На северном окончании грабена эти породы прорваны крупным батолитом гранитоидов (Некрасов, Дьяченко, 1960). На юге, постепенно сужаясь, Догдинский грабен узкой

(шириной всего до 3—5 км) линейной (длиной до 15 км) приразломной впадиной соединяется с Умбинской грабен-синклиналью. С запада Догдинский грабен ограничен двумя разломами, отделяющими породы мезозоя от палеозойских образований поднятия. Они под острым углом срезают восточное крыло Эмтачанской синклинали. Видимо, эти разломы являются сбросами с близкими к вертикальному наклону сместителей, так как на местности, несмотря на сильно расчлененный рельеф, они картируются как прямые линии. Амплитуду перемещения по разломам установить трудно, но, учитывая, что вдоль западной границы обнажаются наиболее низкие горизонты верхней юры, можно полагать, что она не превышает 700—800 м.

С востока Догдинский грабен сопрягается по Датинскому разлому с противоположной частью Тас-Хаяхтахского поднятия. Непосредственно к этому разлому примыкает наиболее погруженная часть грабена, что указывает на значительно большую амплитуду смещения вдоль него по сравнению с разломами, обрамляющими грабен с запада. Максимально она не превышает, вероятно, 3000 м. Следует отметить, что южнее, по направлению к Умбинской грабен-синклинали, одновременно с общим воздыманием оси грабена, амплитуда смещения по разлому уменьшается до 1500 м.

Внутреннее строение Догдинского грабена неоднородно. Структуры западной и восточной его части резко различны между собой, подчеркивая его асимметрию.

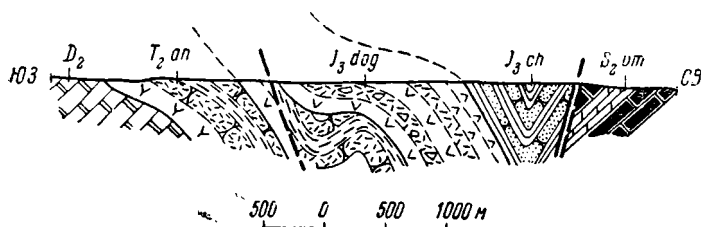
Западная часть грабена, имеющая ширину до 15—17 км, выполнена морскими и континентальными терригенными и вулканогенными образованиями. На севере и в центральной части грабена эти породы залегают относительно спокойно, образуя моноклинал, погружающуюся на восток под углом 5—10°. Эта моноклинал осложнена куполовидными складками второго порядка с размахом крыльев 2—4 км и углами падения в 12—15°. Лишь в самой западной приразломной зоне, имеющей ширину не более 200 м, наблюдается большая дислоцированность пород и углы падения увеличиваются до 30—40°. Южнее, в бассейне р. Джабульдинге, эффузивы мукдуканской и догдинской свит в непосредственном контакте с разломом падают на северо-восток под углами от 50 до 80°, но по направлению к центру грабена углы резко выглаживаются. Далее на юг отложения юры в западной части Догдинского грабена залегают спокойно, за исключением узких приразломных зон, где они смяты в складки с углами падения на крыльях до 80—85°.

Восточная часть грабена с наиболее глубоко погруженной подошвой юрских отложений имеет ширину 5—8 км. Здесь на дневную поверхность выходят отложения догдинской и халимовской свит верхней юры и породы нижнего мела (?). Для этой части грабена характерны мелкие дислокации лишь в зоне, непосредственно примыкающей к Датинскому разлому, которая имеет ширину около 400 м. Здесь породы смяты в многочисленные складки, опрокинутые на запад (в сторону осевой части грабена), с углами падения на восточных крыльях 30—60°, а на западных, запрокинутых, — 80—85°. По мере движения от Датинского разлома, ограничивающего грабен, эта складчатость затухает. В центральной части грабена породы полого погружаются на восток и имеют углы падения 5—10°.

Таким образом, Догдинский грабен имеет асимметричное строение — более сложно построено его широкое западное крыло, где, кроме приразломных зон складок, имеются и пологие куполовидные структуры. В целом же в его пределах, как уже указывалось, породы залегают спокойно и только в непосредственном контакте с крупными разломами они дислоцированы.

Интересно отметить, что строение Догдинского грабена имеет прямое выражение в рельефе. В его пределах расположена Верхне-Догдинская впадина, которая разделяет хребет Тас-Хаяхта на две цепи. Восточная цепь хребта служит основным водоразделом между бассейнами Яны и Индигирки; гипсометрически она более чем на 300—400 м выше западной.

Как и грабен, Верхне-Догдинская впадина имеет асимметричное строение в поперечном сечении. В ее восточной части располагается долина Догдо, а западная часть представляет полого наклоненное на восток плато, которое гипсометрически на 200 м выше поймы Догдо.



Фиг. 53. Геологический разрез грабена, прослеживающегося вдоль Датнинского разлома, южнее Дарпирского грабена (по притоку р. Нахатты).

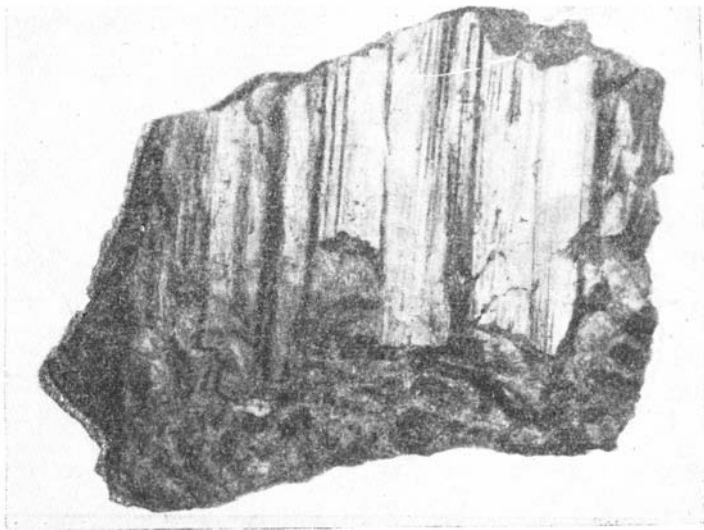
Верхняя юра:  $J_3 ch$  — халимовская свита;  $J_3 dog$  — догдинская свита;  $T_2 an$  — средний триас, анизийский ярус;  $D_2$  — средний девон;  $S_2 um$  — верхний силур, умбинская свита.

Как уже указывалось, по простиранию с северо-запада на юго-восток Догдинский грабен резко сужается и соединяется Умбинской грабен-синклиналью узким (фиг. 53) грабеном, вытянутым вдоль Датнинского разлома. Он выполнен породами среднего триаса и верхней юры, образующими асимметричную синклинальную складку, наиболее прогнутая часть которой приурочена к Датнинскому разлому. В зоне разлома мезозойские образования интенсивно катаклазированы.

Умбинская грабен-синклиналь расположена в южной части Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия и протягивается узкой полосой от долины р. Оюгордах до р. Чималги с северо-запада на юго-восток на расстояние 60 км. Она представляет собой внутреннюю приразломную мезозойскую впадину, являющуюся непосредственным юго-восточным продолжением Догдинского грабена. В целом Умбинская грабен-синклиналь имеет узкую линейную форму, вытянутую вдоль Чималгино-Чибагалахской зоны глубинных разломов. Наибольшая ее ширина в западной части района достигает 8—10 км. Далее на восток ширина грабен-синклинали уменьшается до 5 км. В ядре грабен-синклинали обнажаются эффузивы верхней юры.

Внутреннее строение этой структуры сложное. При движении с востока на запад шарнир грабен-синклинали сначала испытывает погружение, затем, слегка ундулируя, идет почти горизонтально и в самой западной части грабен-синклинали начинает воздыматься. В поперечном разрезе грабен-синклиналь имеет резко асимметричное строение, в связи с общим наклоном, а иногда и с опрокидыванием пластов в юго-западном направлении, в сторону зоны глубинного разлома, ограничивающего ее с юга. С противоположной стороны, в западной части грабен-синклинали, также прослеживается разлом, однако менее крупного порядка. Грабен-синклиналь по своему тектоническому строению неоднородна. В центральной и восточной ее частях эффузивы верхней юры залегают весьма полого, как бы образуя моноклиналь, наклоненную на





Фиг. 54. Зеркало скольжения в юрских эффузивах  
(натур. вел.).

юг-юго-запад. Только в зонах разрывных нарушений породы интенсивно изменены и рассланцованы с образованием тектонических брекчий и зеркал скольжения (фиг. 54). Ширина зон брекчий иногда достигает 20—30 м, а зон измененных и рассланцованных пород 80—100 м.

В западной части Умбинская грабен-синклинали характеризуется значительно более резкими дислокациями. Углы падения пород на обоих ее крыльях резко изменяются, от 50—70 до 15—25°, отражая довольно сложную, хотя и незначительную по амплитуде складчатость.

Слагающие основание западной части грабен-синклинали сланцы и песчаники верхнего триаса и нижней юры смяты в серию мелких складок, иногда запрокинутых на юг. Углы падения на крыльях этих складок резко возрастают в зонах мелких разрывных нарушений.

Наиболее сложная мелкая складчатость и интенсивное изменение пород в описываемой структуре наблюдаются в зоне Чималгино-Чибгалахского глубинного разлома. Умбинская грабен-синклинали, таким образом, очень сходна по своему внутреннему строению с Догдинским грабеном, отличаясь от последнего меньшими размерами.

Дарпирский грабен является крайней юго-восточной мезозойской приразломной структурой юго-западного обрамления срединного массива. Он прослеживается вдоль Дарпирского разлома с северо-запада на юго-восток от верховьев р. Рассохи до бассейна р. Такан на 80 км при ширине около 10 км. С северо-востока грабен сопрягается по Дарпирскому разлому с палеозойским окраинным поднятием Черского, а на юго-западе он также по разлому граничит с Иньяли-Дебинским синклинорием. Вдоль этого разлома протягивается в северо-западном направлении Дарпирский гранитный массив.

Большая часть Дарпирского грабена выполнена вулканогенными образованиями юры. Центральную его часть слагают породы нижнего мела и лишь вдоль его северо-восточного борта непосредственно у Дарпирского разлома обнажаются песчаники и сланцы среднего триаса, которые, вероятно, слагают его основание. В отличие от Догдинского грабена и Умбинской грабен-синклинали, Дарпирский грабен не

полностью расположен в пределах окраинных поднятий, а частично (на юг-востоке) породы верхней юры, выполняющие его, перекрывают геосинклинальные структуры Иньяли-Дебинского синклинория.

Для Дарпирского грабена характерно резко асимметричное внутреннее строение — северо-восточный его борт резко поднят и значительно более сложно построен, чем юго-западный. В пределах первого из них породы верхней юры в непосредственном контакте с зоной Дарпирского разлома катаклазированы и смяты в мелкие узкие складки с углами наклона  $40-50^\circ$ , довольно часто запрокинутые на юго-запад. По направлению к центральной части грабена мелкая складчатость быстро затухает и здесь породы верхней юры и нижнего мела залегают полого, с углами падения  $5-10^\circ$ , образуя пологую, вытянутую на северо-запад мульду. Образования верхней юры в юго-западном крыле грабена слагают моноклираль, наклоненную на северо-восток под углом  $15-25^\circ$  и в значительной части перекрытую четвертичными отложениями. К сожалению, не удастся установить типы мелких дислокаций в этом борту грабена, у разлома, обрамляющего его с юго-запада, так как значительная часть пород в контакте с Дарпирским массивом превращена в роговики.

По направлению на юго-восток шарнир грабена воздымается, одновременно с его замыканием и здесь эффузивы верхней юры трансгрессивно и несогласно перекрывают нижнеюрские образования.

В северо-западном направлении внутренняя структура грабена также замыкается.

Омулевский грабен относится по своему местоположению к другой группе мезозойских приразломных структур. Он не связан с разломами, как описанные выше грабены, ограничивающие Колымский срединный массив с запада и юго-запада, а прослеживается в теле поднятия Черского, вдоль разлома Улахан и как бы разделяет палеозойское поднятие на две его части.

Омулевский грабен простирается с северо-запада, где он перекрывается образованиями Момо-Зырянской впадины, на юго-восток, от бассейна Зырянки до верховьев Таскана более чем на 200 км. Максимальная его ширина в долине р. Эльгенчак около 25 км, а минимальная в верховьях р. Булкут — не выше 5 км. Внутреннее строение отдельных его частей было описано А. С. Симаковым (1949), М. М. Орадовской, А. Г. Лапшиновым, автором и М. Н. Чугаевой (Богданов, Чугаева, 1960) и другими. По данным этих исследователей, для него повсеместно характерно резко асимметричное строение — юго-западный борт, вдоль которого прослеживается разлом Улахан, крутой в отличие от пологого северо-восточного. В пределах первого из них, ширина которого нигде не превышает 2 км, породы верхней юры наклонены на северо-запад под углами  $50-70^\circ$ . Близ разлома Улахан развиты мелкие складки шириной не более 25—30 м. Все они имеют отчетливо приразломный характер и быстро затухают в сторону от регионального нарушения. В этом направлении угол падения пород также становится более пологим и в крайней северо-восточной части грабена эффузивы залегают почти горизонтально. В этой части Омулевского грабена в отдельных эрозионных выступах обнажаются отложения различных систем палеозоя, слагающие его основание. Следует отметить, что в этом направлении резко уменьшается и мощность вулканогенных пород, которая изменяется от 1500 до 200—250 м.

На северо-западе, в верховьях Булкута, Зырянки и их притоков, Омулевский грабен с обеих сторон ограничен разломами. Если с запада и юго-запада его границей является разлом Улахан с амплитудой вертикального перемещения не менее 1—1,5 км, то разрывы типа сбросов, обрамляющие грабен с востока и северо-востока, имеют амплитуду не выше 300—500 м.

В крайней северо-восточной своей части Омудевский грабен не имеет формы четкой линейной приразломной структуры и его внутренние структурные элементы постепенно сменяются структурами Момо-Зырянской впадины.

Элекченский грабен — самая крупная мезозойская приразломная структура юго-западной части Колымского срединного массива. Он прослеживается вдоль Арга-Тасской зоны разломов, отделяющей древнее ядро массива и палеозойскую складчатую систему Черского от долины р. Сеймчан, до бассейна Зырянки почти на 350 км при ширине, изменяющейся от 15 до 40 км.

Он заложился в нижней перми и закончил свое развитие в верхней юре. Таким образом, по времени своего заложения и длительности истории развития он резко отличается от описанных выше грабенов. Общим у Элекченского грабена с этими структурами является то, что наиболее мощными и широко распространенными вулканогенными образованиями в его пределах, как и в других грабенах, являются эффузивы верхней юры.

По характеру внутреннего строения Элекченский грабен можно разделить по р. Омудевке на две части: южную, узкую, сложенную в основном породами верхнеюрского возраста, и северную, в пределах которой грабен достигает максимальной ширины, выполненную образованиями верхнего палеозоя и мезозоя.

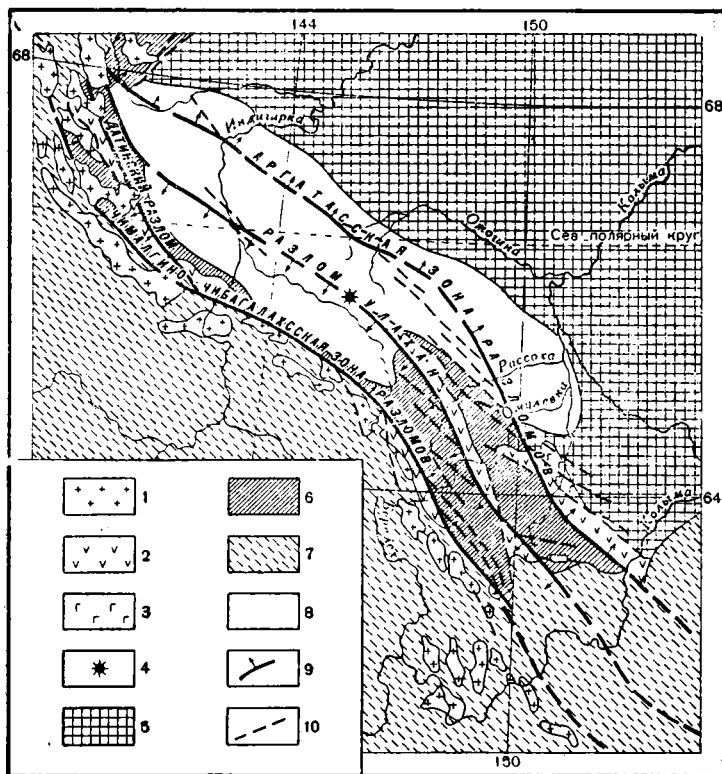
В южной части Элекченский грабен имеет резко асимметричное строение. Его наиболее прогнутая часть приурочена к основному нарушению Арга-Тасской зоны разломов, т. е. смещена относительно его оси на запад. Вдоль разлома породы раздроблены и в непосредственном контакте с ним наклонены на северо-восток под углами 50—70°.

Восточный борт грабена разбит продольными разломами типа сбросов, обуславливающими, видимо, ступенчатое погружение его фундамента по направлению на запад к Арга-Тасской зоне разломов.

По простираанию грабена на северо-запад шарнир его постепенно погружается. Севернее долины Омудевки мощность выполняющих грабен верхнепалеозойских и мезозойских пород максимальна и достигает 3000—3500 м. Арга-Тасская зона разломов в этой части разделяет его на две продольные половины — юго-западную, названную автором Булкутской мульдой, сложенную пермскими, триасовыми и верхнеюрскими отложениями, и северо-восточную, в пределах которой распространены только образования верхней юры.

Породы, выполняющие Булкутскую мульду, трансгрессивно и несогласно залегают на различных горизонтах девона и нижнего карбона, перекрывая структурные элементы Рассошинской синклинали поднятия Черского. В юго-западном крыле мульды они образуют пологую моноклиналь, в пределах которой слои падают на северо-восток под углами 10—20°. В центральной, наиболее погруженной части породы лежат почти горизонтально и имеют нарушенное залегание лишь в зонах многочисленных разломов незначительной амплитуды смещения. Характерно, что несмотря на значительные перерывы в осадконакоплении (между верхней пермью и средним триасом, верхним триасом и верхней юрой) в комплексе вулканогенно-осадочных пород, выполняющих ядро мульды, отсутствуют какие-либо следы угловых и азимутальных несогласий.

Северо-восточное крыло мульды раздроблено многочисленными разрывными нарушениями, оперяющими Арга-Тасскую зону разломов. Оно разбито этими разрывными нарушениями на ряд тектонических блоков, в пределах которых наблюдаются складки с размахом крыльев до 150—200 м и углами наклона на них до 40—50°.



Фиг. 55. Схема расположения зон региональных разломов.

1 — мезозойские гранитные батолиты; 2 — мезозойские эффузивы; 3 — палеозойские эффузивы; 4 — четвертичный вулкан Балаган-Тас; 5 — ядро Колымского срединного массива; 6 — палеозойская складчатая зона Черского; 7 — мезозойские геосинклинальные сооружения; 8 — Момо-Зырянская наложная впадина; 9 — зоны разломов; 10 — предполагаемое продолжение разломов.

На востоке северной части Элекченского грабена у линии основного шва Арга-Тасовской зоны разломов также наблюдаются сложные дислокации. В непосредственном контакте с разломом породы интенсивно смяты и раздроблены. Далее на восток и северо-восток приразломные складки быстро затухают и сменяются пологой моноклиалью, под углом  $10-15^\circ$  наклоненной на северо-восток.

В крайней северной части грабена, в долинах левых притоков Зырянки, мелкие складки, осложняющие его строение, постепенно затухают и погружаются под отложения верхних горизонтов верхней юры, слагающих Ильин-Тасскую мегантиклиналь Момо-Зырянской впадины.

### Зоны региональных разломов

В тектоническом строении и развитии Колымского срединного массива и обрамляющих его складчатых сооружений огромную роль играют зоны региональных разломов (фиг. 55). Выше мы уже останавливались на их положении в структуре и характере дислокаций по отдельным определяющим зоны разломов дизъюнктивным нарушениям. Рассмотрим теперь общие особенности их строения, тектоническое положение и связь с ними магматизма.

Многими исследователями были описаны отдельные особенности геологического строения зон разломов. Из них наиболее подробно была освещена Чималгино-Чибагалахская зона разломов, структурного положения которой касались в своих работах К. Я. Спрингис (1958), Ю. М. Пушаровский (1956, 1960<sub>2</sub>) и наиболее подробно В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталов (1958). Последними также подробно освещалась связь с разломами магматизма и оруденения.

Собранные в настоящее время новые данные по строению зон региональных разломов позволяют значительно дополнить указанные выше исследования.

### *Чималгино-Чибагалахская зона разломов*

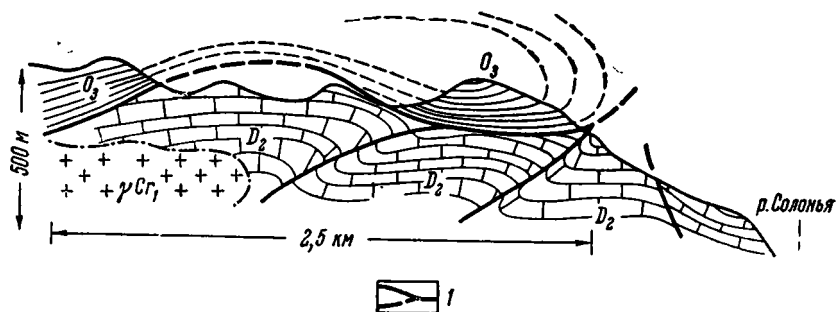
Как уже указывалось выше, Чималгино-Чибагалахская зона глубинных разломов прослеживается по юго-западной границе Колымского срединного массива более чем на 800 км. На севере она разделяет Чибагалахский антиклинорий и Тас-Хаяхтахское окраинное поднятие. В долине Индигирки она проходит на границе между Момо-Зырянской впадиной и Чибагалахским антиклинорием. Юго-восточнее зона прослеживается вдоль юго-западной границы поднятия Черского и Иньяли-Дебинского синклинория. Эта часть Чималгино-Чибагалахской зоны известна в литературе под названием Дарпирского разлома, описанного А. А. Николаевым (1958), автором и М. Н. Чугаевой (Богданов, Чугаева, 1960) и Ю. М. Бочковым (1961<sub>1</sub>). В Тас-Хаяхтахском поднятии с запада к Чималгино-Чибагалахской зоне под острым углом подходит Датнинский разлом, разделяющий поднятие на две части. Расположенная на границе крупных структурных единиц, как палеозойских (Чибагалахского и Омудевского прогибов), так и мезозойских (Чибагалахского антиклинория, Иньяли-Дебинского синклинория и Колымского срединного массива), Чималгино-Чибагалахская зона разломов заложилась, видимо, еще в раннепалеозойское время. По ней неоднократно происходили тектонические движения, которые в палеозое и в мезозое сопровождалась излияниями основных эффузивов. С этой зоной разломов, по мнению В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1958), вероятно связаны и колымские гранитные батолиты «Главного пояса интрузий», расположенного в северо-восточной части Иньяли-Дебинского синклинория.

На севере, на западных отрогах хребта Тас-Хаяхтах, в верховьях рек Солоньи, Хара-Сала и Биергичека, Чималгино-Чибагалахская зона разломов легко дешифрируется по аэрофотоснимкам и хорошо фиксируется в вертикальных обнажениях. Здесь вдоль зоны разломов, по контакту между палеозойскими складчатыми образованиями Чибагалахского антиклинория и Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия, прослеживается полоса тектонических брекчий и милонитов, шириной до 300 м. Разломы, оперяющие основную линию шва, простираются почти параллельно к ней и сопрягаются с последней под очень острым углом (до 5°). Как и вдоль основной линии шва, к ним приурочено большое количество даек габбро и габбро-диабазов, наиболее крупные из которых, расположенные по правобережью р. Солоньи, достигают в длину 30—50 км при ширине 50—100 м. В ряде мест дайки раздроблены и местами превращены в тектонические брекчии. Разрывные нарушения, оперяющие основную линию шва, большей частью вертикальные или близкие к ним и являются сбросами и взбросами с амплитудой смещения до 500—800 м. Однако в непосредственном контакте с основной линией шва некоторые из оперяющих разломов являются надвигами. Так, по левому притоку Солоньи, по пологому надвигу, длина которого около 10—12 км, сланцы верхнего ордовика надвинуты на известняки девона. Амплитуда

надвига здесь около 2,5 км (фиг. 56). По плоскости смещения имеются прекрасные зеркала скольжения с почти горизонтальной штриховкой.

Западнее, в пределах Чибгалахского антиклинория, оперяющие разломы наклонены на восток, т. е. под складчатые структуры Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия Колымского срединного массива.

По направлению на юг Чималгино-Чибгалахская зона разломов сечет крупную интрузию, расположенную в верхнем течении р. Туостях,



Фиг. 56. Надвиг в долине левго притока р. Солонья.

1 — линии разломов. D<sub>2</sub> — средний девон, O<sub>3</sub> — верхний ордовик,  $\gamma Cr_1$  — нижнемеловые граниты.

и прослеживается далее по контакту между юрскими эффузивами Умбинской грабен-синклинали и палеозойскими образованиями Чибгалахского антиклинория. В верховьях Умбы и Биергичека, вдоль линии основного тектонического шва, прослеживается мощная (до 100—150 м) полоса тектонических брекчий и милонитов, причем наиболее сильно раздроблены и изменены юрские эффузивы. Мраморизованные известняки и метаморфические сланцы палеозоя перекристаллизованы и смяты в мелкие складки с углами падения на крыльях 70—80°. Следует отметить, что исключительно сложная гофрировка метаморфических пород наблюдается в непосредственной близости от зоны разломов. Как и основная плоскость шва, так и оперяющие ее разломы в этом районе, видимо, близки к вертикальным и являются сбросами с амплитудой перемещения от 1 до 3 км.

Весьма интересен и вопрос о сочленении по Чималгино-Чибгалахской зоне разломов этих двух палеозойских структур. Если в центральной и северной части хребта Тас-Хаяхтах оси складок Тас-Хаяхтахского поднятия и Чибгалахского антиклинория расположены параллельно, то в верховьях Умбы и Биергичека палеозойские сооружения сменяют друг друга по простиранию. Это, видимо, объясняется тем, что в этой части Чибгалахской зоны помимо вертикальных движений происходили и значительные горизонтальные перемещения, амплитуда которых могла достигать 30—50 км.

Юго-восточнее, на склонах Чималгинского и Чибгалахского хребтов, зона разломов была прослежена многими исследователями. По данным Ф. Р. Апельцина, в бассейне Чибгалаха по пологим надвигам небольшой протяженности и амплитудам перемещения, оперяющим зону разломов, породы нижнего и среднего палеозоя надвинуты по направлению на юго-запад на образования триаса. Восточнее и юго-восточнее оперяющие разрывы становятся более крутыми, однако, по наблюдениям Д. И. Каца, К. Д. Соколова, Б. Н. Болтуркевича и других, большинство из них наклонено на восток-северо-восток под углами 60—80°. Следует отметить, что они в этих районах секут, а по правобережью р. Эрикт и срезают под острым углом крупные интрузии гранитоидов

верхнеюрского и нижнемелового возраста. Лежащий на юго-восточном продолжении Чималгино-Чибагалахской зоны Дарпирский разлом на протяжении около 200 км с юго-запада отделяет поднятие Черского от Иньяли-Дебинского синклиория.

Вдоль Дарпирского разлома протягивается относительно широкая (до 3 км) зона интенсивного смятия и дробления пород. Особенно резко она проявляется при пересечении сланцевых нижнеордовикских образований и верхнепалеозойских гранитоидов в Уочатской горст-антиклинали. Здесь, вдоль разлома породы нижнего ордовика изменены в пара- и ортогнейсы и дислоцированы в сжатые изоклинальные складки. Большинство оперяющих Дарпирский разлом дизъюнктивных нарушений является сбросами и взбросами, круто наклоненными на северо-восток. По отдельным из них наблюдаются, кроме значительных вертикальных перемещений, и горизонтальные сдвиги со смещением блоков до 3—5 км. Примером такого сдвига может служить разлом, который пересекает Дарпирский массив гранитоидов, смещающий обе части интрузии одну относительно другой на 2,5—3 км.

Южнее, в пределах мезозойской геосинклиальной области, Чималгино-Чибагалахская зона разломов прослеживается менее четко. Однако по полосе распространения интрузивных тел и резкой флексурной границе можно предположить, что она пересекает и геосинклиальные сооружения, протягиваясь в их пределах еще на сотни километров. Таким образом, для Чималгино-Чибагалахской зоны разломов известны не только значительные вертикальные перемещения, амплитуда которых составляет 3000—4000 м, но и надвиги и сдвиги. Горизонтальные смещения по разломам Чималгино-Чибагалахской зоны чаще всего не более 2,5—3 км и только в отдельных локальных зонах они могли достигать 10—12 км.

Почти на всем своем протяжении Чималгино-Чибагалахская зона разломов контролирует узкий покров верхнеюрских эффузивов, который выполняет Умбинскую грабен-синклиналь и Дарпирский грабен, а также образует юго-западный борт Момо-Зырянской впадины.

Вдоль Чималгино-Чибагалахской зоны разломов протягивается «Главный пояс колымских гранитных батолитов» (по Матвеенку и Шаталову, 1958), верхнеюрского — нижнемелового возраста. Детальный анализ структурного положения и контактов этих массивов с вмещающими породами привел В. Т. Матвеенку и Е. Т. Шаталову к выводу, что многие батолиты, опоясывающие с юго-запада Колымский срединный массив, наклонены на северо-восток, т. е. так же, как и большинство разломов Чималгино-Чибагалахской зоны. Эти авторы предполагают, что разломы являлись подводными каналами для движения крупных интрузивных масс к поверхности и, вероятно, заложились еще в начальной стадии геосинклиального развития.

### *Арга-Тасская зона разломов*

Арга-Тасская зона разломов прослеживается вдоль северо-восточного края поднятия Черского и отделяет его от древнего ядра Колымского срединного массива. Далее на северо-запад она прослеживается в Момо-Зырянской впадине, разделяя Илин-Тасскую мегантиклиналь и Зырянский прогиб, а за пределами впадины — Селенняхское и Тас-Хаяхское поднятия. Общая протяженность зоны разломов около 700 км, а максимальная ширина до 3—7 км. На юго-востоке к Арга-Тасской зоне разломов приурочен Элекченский грабен, выполненный верхнеюрскими эффузивами, а на северо-западе, на ее продолжении, лежит крупный Хадарьинский гранитный массив.

На крайнем северо-западе Колымского срединного массива Арга-Тасская зона разломов выражена полосой интенсивного смятия в

породах триаса. Ширина ее достигает 250 км, а оперяющие ее разломы здесь, у южного конца Хадарьинского массива, в северо-западном направлении пересекают под острым углом палеозойские структуры Тас-Хаяхтахского поднятия. В районе их особенно интенсивного проявления в пределах Оюгордахской синклинали, где по разломам типа сбросов и взбросов широко развиты тектонические брекчии и милониты, образования палеозоя в значительной мере перекристаллизованы.

Юго-восточнее, в бассейне р. Селенях, на северо-западном окончании Илин-Тасской мегантиклинали, в поле широкого распространения верхнеюрских терригенных образований, Арга-Тасская зона разломов выражена менее резко. Здесь А. А. Волосатов (1947) отметил многочисленные разломы небольшой протяженности, с небольшими амплитудами смещения, по которым происходит опрокидывание слоев и образование чешуйчатых структур. Этим автором были описаны в пределах зоны разломов сбросы и взбросы. Первые характеризуются северо-западным простиранием сбрасывателя с крутым юго-западным падением (до  $70-80^\circ$ ). Взбросы имеют такие же простирания, но угол падения сместителя обычно не превышает  $50^\circ$ . Детальный анализ мелких запрокинутых складок в юрских отложениях позволил А. А. Волосатову выделить наряду с подводноползновыми смещениями и надвиги. Примером такого типа нарушения является надвиг в бассейне р. Канядин — левого притока Индигирки, — где на полого падающие слоистые песчаники верхних горизонтов юры надвинуты под углом  $18-20^\circ$  интенсивно дислоцированные слоистые песчаники и сланцы. Амплитуда смещения по надвигу не превышает 250—300 м. Плоскость сместителя наклонена на юго-запад.

Подобные разрывные нарушения и складки наблюдались нами у бывшего г. Зашиверска и были уже описаны несколько выше. Следует лишь отметить, что в этом районе большинство разломов вертикальны или близки к ним, а амплитуда смещения по ним обычно не более 100—250 м. По простиранию Илин-Тасской мегантиклинали на юго-восток в верховьях правых притоков Индигирки — Мятиса, Бодярихи и Делькю — Арга-Тасская зона разломов, по данным Б. И. Дранникова (1947), прослеживается более чем на 160 км. Он выделяет в этом районе «главное» нарушение или основной тектонический шов и оперяющие его небольшие разломы. Линия основного тектонического шва резко выражена в рельефе и вдоль нее прослеживается зона брекчированных пород, шириной около 300—400 м. В контакте с этой зоной с юго-запада породы юры смяты в мелкие линейные складки северо-западного простирания. Примыкающие к ней с северо-востока юрские образования дислоцированы в несколько меньшей степени, однако мелкие структуры в них имеют преимущественно меридиональные простирания. Это несоответствие структурных особенностей крыльев тектонического шва позволило Б. И. Дранникову предположить наличие по нему, помимо вертикального перемещения, и горизонтального смещения, которым и обусловлено изменение в простирании складчатости. Разломы, оперяющие основную линию шва, обычно сочленяются с последним под острым углом. Они представляют собой круто падающие мелкие надвиги и почти вертикальные сбросы; их амплитуда обычно не превышает десятков метров.

В бассейне Зырянки разломы Арга-Тасской зоны были описаны А. В. Зимкиным (1938), Ю. Н. Поповым и А. Г. Лапшиновым.

По данным этих исследователей, большинство их дизъюнктивных нарушений в этом районе является сбросами или взбросами, секущими структуры палеозоя и мезозоя по простиранию. Вдоль разломов прослеживаются полосы тектонических брекчий и милонитов, а также многочисленные дайки габбро-диабазов. Амплитуда смещения по наруше-



ниям различна и достигает максимально 3—3,5 км. По направлению на юго-восток, в пределах Элекчанского грабена и в смежных с ним палеозойских структурах, тектонические дислокации, связанные с Арга-Тасской зоной разломов, выражены наиболее четко. Линия основного тектонического шва, которая уже описывалась ранее в северо-западных районах в бассейне Рассохи, проходит почти в центре грабена и далее сечет его под косым углом и уже в верховьях Ясачной ограничивает грабен с северо-востока. Вдоль нее протягивается зона интенсивного нарушения пород, шириной до 500—800 м. В долине Рассохи верхнеюрские эффузивы в этой зоне перекристаллизованы до кварцево-биотитовых и эпидото-кварцево-биотитовых сланцев, а местами до биотитовых гнейсов. К периферии ее метаморфизм пород постепенно уменьшается и здесь кристаллические сланцы сменяются хлоритовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами. Характерно, что не удается наблюдать повсеместно по линии шва милониты или полностью разрушенные породы. Они картируются обычно резко выклинивающимися линзами, ширина которых максимально 250—300 м, а длина до 3—5 км. По оперяющим швам разрывным нарушениям часто прослеживаются полосы окварцевания пород и зеркала скольжения. Частично мы уже останавливались на типах дислокаций в палеозойских образованиях, связанных с этими разломами, когда описывали морфологию тектонических структур поднятия Черского и Приколымского поднятия. Следует лишь еще раз подчеркнуть, что среди них преобладают крутые сбросы; подчиненную роль играют взбросы и надвиги. Амплитуда смещения по ним около 2—2,5 км.

Юго-восточнее, в пределах мезозойской геосинклинальной области, Арга-Тасскую зону разломов не удастся проследить как единую полосу дизъюнктивных нарушений. Однако, по данным Г. М. Сосунова (устное сообщение), она четко фиксируется в фундаменте мезозойских геосинклинальных образований по аэромагнитным данным. На правобережье Колымы эта зона является границей резкой смены фаций и мощностей мезозойских образований.

Почти повсеместно к зоне разломов приурочены магматические проявления. На северо-западе, как уже указывалось, на ее непосредственном продолжении расположен Хардарьинский гранитный массив, который имеет узкую линейную форму (ширина его до 10—15 км, а длина около 70—80 км) и сечет под острым углом мезозойские структуры. На юго-западе, в долине Рассохи, у линии основного шва расположена небольшая по своим размерам интрузия гранитоидов. Кроме того, почти повсеместно к юго-западной части зоны разломов приурочены дайки габбро-диабазов, размеры которых обычно невелики.

В бассейне Ясачной Б. В. Пепеляеву (1961) удалось установить, что в верхнедевонских, нижнекаменноугольных и нижнепермских образованиях покровы базальтов и долеритов резко выклиниваются по направлению от Арга-Тасской зоны разломов, что позволяет утверждать их локальную приуроченность к этому региональному нарушению. С Арга-Тасской зоной разломов пространственно и, вероятно, генетически связано мощное излияние вулканогенных толщ верхнеюрского возраста, которые выполняют Элекчанский грабен. Таким образом, к этой зоне разломов приурочена неоднократная магматическая деятельность, наиболее древними проявлениями которой являются эффузивы верхнего девона, а молодыми — верхнемеловые (?) гранитоиды.

### *Датнинский разлом*

Датнинский разлом разделяет Тас-Хаяхтахское окраинное поднятие на две части. Он прослеживается от бассейна р. Умбы до среднего течения р. Догдо более чем на 100 км, ограничивая с северо-востока

Догдинский грабен. На севере, на простирании Датнинского разлома расположен Догдинский гранитный массив, а на юге он под острым углом сочленяется с Чималгино-Чибагалахской зоной разломов. Учитывая, что по своему положению Датнинский разлом тесно связан с Чималгино-Чибагалахской зоной, его можно рассматривать как крупное дизъюнктивное нарушение, входящее в систему этой зоны. Однако, поскольку этот разлом играет важную роль в структуре Тас-Хаяхтахского окраинного поднятия, мы рассматриваем его обособленно.

На всем своем протяжении Датнинский разлом четко фиксируется по полосе шириной до 200 м сильно измененных и катаклазированных пород. В ее пределах метаморфизованы и раздроблены как палеозойские, так и мезозойские образования. Однако, если образования мезозоя не только раздроблены, но и смяты в сложные линейные и запрокинутые складки, которые мы уже рассматривали при описании тектоники Догдинского грабена, то в палеозойских образованиях последние почти нацело отсутствуют. В зоне, непосредственно примыкающей к разлому, породы палеозоя большей частью имеют крутые падения (70—80°), местами стоят на голове. По оперяющим Датнинский разлом небольшим по протяженности разрывным нарушениям породы палеозоя прорваны дайками габбро-диабазов и диабазов, интенсивно раздробленных в зоне основного шва.

Датнинский разлом, как и большинство нарушений, его оперяющих, является сбросом с крутым, почти вертикальным наклоном сместителя. Характерно, что амплитуда перемещения масс по нему различна. На севере, у Догдинского массива, она не более 1000 м; южнее, у северо-восточного борта Догдинского грабена, амплитуда разлома около 3000 м, а далее на юг она постепенно уменьшается. Вблизи места его сочленения с основным швом Чималгино-Чибагалахской зоны, амплитуда не превышает 500—600 м.

К Датнинскому разлому приурочены среднетриасовые и верхнеюрские излияния основных эффузивов и их туфов, а также нижнемеловые интрузии гранитоидов, для которых он являлся, по-видимому, подводящим каналом.

Другим разломом в изученном районе, более крупным по своей протяженности, но очень сходным по своему строению с описанным выше, является разлом Улахан.

### *Разлом Улахан*

Разлом Улахан был впервые описан А. С. Симаковым (1949), а затем А. А. Николаевым (1958). Как уже указывалось, он прослеживается от долины р. Таскан через поднятие Черского, разделяя его на две части и ограничивая с запада Омулевский грабен. Далее на северо-запад разлом продолжается в Момо-Зырянской впадине, на границе между Илин-Тасской мегантиклиналью и Момской мульдой. В крайней северной своей части он разделяет Момо-Зырянскую впадину и Тас-Хаяхтахское поднятие. На севере разлом, вероятно, сочленяется с Арга-Тасской зоной разломов, а на юге перекрывается верхоянским геосинклинальным комплексом. Общая длина разлома Улахан около 500—600 км.

Установленный А. С. Симаковым при дешифрировании аэрофотоснимков разлом повсеместно хорошо выражен в рельефе и в вертикальных обнажениях. В долинах Омулевки, Рассохи, Урультуна и по их притокам вдоль разлома прослеживается широкая зона (до 150—200 м) милонитизации и брекчирования пород. Как и основной разлом, так и оперяющие его разрывные нарушения являются сбросами, плоскости сместителей которых наклонены на юго-запад и северо-восток под угла-

ми 70—80°. Большинство из них сечет складчатые структуры палеозоя почти по простиранию и лишь небольшие по протяженности оперяющие дизъюнктивные нарушения являются поперечными. Последние чаще всего являются взбросами с амплитудами смещения до 1—1,5 км и наклоном сместителя в 40—50°. Общая амплитуда разлома Улахан непостоянна: на крайнем юго-востоке, в бассейне Таскана, она около 2000 м, северо-западнее, в долине Инаньи, — не более 500—800 м, а в долине Рассохи снова увеличивается до 2000—2500 м. Характерно, что на северо-запад амплитуда разлома вновь уменьшается и у западного переклиналиного замыкания Илинь-Тасской мегантиклинали не превышает 500 м. Вдоль юго-западного борта Илинь-Тасской мегантиклинали разлом Улаган и оперяющие его разрывы выражены менее четко. В отдельных частях они отчетливо видны на аэрофотоснимках, прослеживаясь на десятки километров. Анализ аэрофотоснимков позволяет также установить, что на левобережье Момы, на линии основного шва разлома, расположен четвертичный вулкан Балаган-Тас, описанный А. П. Васьковским (1949) и М. Аргуновым. Северо-западнее в долине Индигирки, близ пос. Хону, разлом Улахан фиксируется целой серией разрывных нарушений с амплитудами смещения до 100—300 м. Здесь, среди разрывов устанавливаются не только сбросы, взбросы и сбросо-сдвиги, но и надвиги, по которым аллохтон смещен на 70—100 м. Начиная от долины Индигирки и вплоть до восточных отрогов хребта Тас-Хаяхта, разлом Улахан прослеживается непрерывной полосой, причем вертикальная амплитуда вдоль него постепенно возрастает. Если на склонах гор Андрей-Тас она достигает 500—700 м, то у хребта Тас-Хаяхта амплитуда перемещения увеличивается до 1000—1500 м. Здесь, в зоне разлома, породы палеозоя смяты в мелкие изоклиналиные складки и интенсивно раздроблены. Ширина полос тектонических брекчий и милонитов достигает в них 200—250 м. По направлению на северо-запад разлом Улахан прослеживается до долины р. Селеннях и далее погружается под четвертичные образования.

Как уже говорилось, вдоль разлома Улахан прослеживается линейно вытянутый покров верхнеюрских эффузивов. Характерно, что наличие последних тесно связано с амплитудой движения по разлому. Так, в бассейнах Омудевки и Рассохи, где амплитуда разлома максимальна, эффузивы этого возраста имеют наибольшее распространение. В пределах центральной и юго-восточной части юго-западного борта одновременно с уменьшением амплитуды разлома исчезают из разреза и эффузивные образования и, наконец, в северо-западной части вулканогенные отложения вновь широко развиты. В отличие от других региональных разломов, к разлому Улахан приурочен и четвертичный вулкан Балаган-Тас. Наличие вулкана подчеркивает значительное обновление разлома в четвертичное время.

Таким образом, региональные разрывные нарушения, описанные выше, имеют значительную протяженность и длительную историю. Наиболее активными они были в верхнеюрскую — нижне-меловую эпоху, на что указывает почти повсеместная приуроченность к ним эффузивов и даек этого возраста. По своему типу эти разломы безусловно относятся к глубинным (Пейве, 1945, 1956).

\* \* \*

Зоны разломов глубинного заложения в пределах юго-западной части Колымского срединного массива можно разделить на две категории.

К первой категории относятся зоны региональных разломов, заложившиеся в среднем или, возможно, нижнем палеозое. Такими зонами разломов являются Чималгино-Чибалахская и Арга-Тасская. Они не

только прослеживаются вдоль границ между резко различными структурно-фациальными зонами, но и в палеозойскую эпоху по ним происходило излияние базальтов и долеритов. Наиболее интенсивные движения по этим зонам разломов проявились в мезозойское время в эпоху, когда заложилось большинство опережающих разрывных нарушений, среди которых выделяются сбросы и взбросы, сдвиги и надвиги. Характерно, что большинство из них наклонено на северо-восток. В мезозое зоны разломов первой категории являлись не только подводящими каналами для излияния покровов эффузивов, но, вероятно, во многом обусловили внедрение малых интрузий, дайковых поясов и гранитных батолитов. В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталов (1958) вслед за А. Н. Заварицким (1946) и А. В. Пейве (1956, 1961) приходят к выводу, что подобные глубокие разрывы регионального масштаба вызывают не только складкообразование, но и зарождение магм.

Региональные разломы второй категории, к которым относятся глубинные разломы Улахан и Датнинский, заложены в мезозойское время вдоль палеозойских флексурных перегибов. Они представляют собой крутые, почти вертикальные сбросы, к которым приурочены мезозойские, преимущественно верхнеюрские эффузивы. Следует также отметить, что они были весьма активны и в четвертичное время, на что указывает наличие у линии основного шва разлома Улахан четвертичного вулкана Балаган-Тас. Это положение в разной степени свойственно большинству разломов юго-западной части Колымского срединного массива. Вероятно, крупные региональные разломы сохранили свою активность в меловое и более позднее время, так как зоны дробления и зеркала скольжения устанавливаются вдоль их основных разрывных нарушений во всех дочетвертичных осадочных и магматических комплексах.

### **Мезозойская складчатая область**

С юго-запада, запада и северо-запада Колымский срединный массив обрамляется складчатыми сооружениями мезозойской геосинклинальной области — Чибагалахским антиклинорием и Иньяли-Дебинским синклинорием.

Первый из них образован преимущественно ниже- и среднепалеозойскими образованиями, слагающими основание восточной части геосинклинальной зоны, и непосредственно граничит со структурными элементами срединного массива.

Второй — представляет собой наиболее прогнутую часть мезозойской геосинклинальной области и сопрягается с Чибагалахским антиклинорием, а далее на юго-востоке по Дарпирскому разлому с окраинным поднятием Черского. В пределах Иньяли-Дебинского синклинория распространены главным образом породы верхнего триаса и нижней, средней и верхней юры, составляющие верхнюю часть верхоянского комплекса.

Обе эти крупные структуры характеризуются сложным внутренним строением.

#### *Чибагалахский антиклинорий*

Чибагалахский антиклинорий расположен на западном и юго-западном склонах хребтов Тас-Хаяхта, Чималгинского и Чибагалахского и протягивается с юго-востока на северо-запад от долины р. Эрикит до широтного участка р. Догдо более чем на 300 км при ширине до 70 км. С северо-запада по Чималгино-Чибагалахской зоне разломов он сопрягается с Тас-Хаяхтахским поднятием Колымского срединного массива. С юга и юго-запада антиклинорий обрамляется складчатыми сооружениями Иньяли-Дебинского синклинория.

Ядро Чибгалахского антиклинория сложено метаморфическими сланцами ордовика, а крылья — породами силура, девона и карбона. На всем своем протяжении антиклинорий разбит продольными и диагональными разрывными нарушениями на ряд блоков. Это затрудняет расшифровку строения отдельных его частей. Однако в целом антиклинальное строение этой структуры на основе имеющегося фактического материала устанавливается относительно просто.

Общий характер тектоники юго-западной части антиклинория был описан С. И. Гавриковым (1958), который называл ее Чибгалахско-Эриkitским антиклинорием, а также Л. А. и Б. А. Снятковыми (1958) и В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталовым (1958), выделявшими эту часть как Туостахский антиклинорий. Эти исследователи, описывая структуру антиклинория, считали, что он образован в основном породами триаса. Данные последних лет — А. В. Вихерта, В. К. Лежоева, Г. Н. Логиновой и автора (Богданов, 1961<sub>2</sub>) — позволили установить, что значительная часть отложений, ранее считавшихся триасовыми, являются ордовикскими. Структурно-фациальный анализ палеозойских толщ в пределах хребтов Тас-Хаяхта и Чибгалахского показал, что сходные с ними образования широко распространены и юго-западнее, на правобережье Индигирки и в бассейне Чибгалаха. Они резко отличны по характеру дислокации и составу от палеозоя Колымского срединного массива. Следовательно, нами к Чибгалахскому антиклинорию относятся, кроме территории, выделявшейся как Туостахский антиклинорий, и районы, прилегающие к нему с юго-запада, ранее относившиеся В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталовым и другими к Колымскому срединному массиву. Таким образом, выделяя Чибгалахский антиклинорий, мы по-иному определяем не только возраст слагающих его пород, но и его структурные особенности и время образования.

Прежде чем рассматривать строение отдельных крупных элементов Чибгалахского антиклинория, необходимо отметить, что площадь, занятая этой структурой, изучена далеко не равномерно.

Наиболее подробно описано его северо-восточное крыло. Эта часть антиклинория сложена породами силура, девона, а в верховьях р. Буор-Юрях и нижнего карбона. На крайнем северо-западе структуры оно срезано Чималгино-Чибгалахской зоной разломов. Северо-восточное крыло антиклинория повсеместно разбито разломами северо-западного простирания на отдельные блоки, подчеркивающие его блоково-ступенчатое строение. Каждый из этих блоков имеет исключительно сложное внутреннее строение. В долинах рек Хара-Сала, Биергичека, Тукчана и Умбы северо-восточное крыло антиклинория сложено породами силура. Образования этого возраста смяты в сложные изоклиналильные складки, запрокинутые как на юго-запад, так и на северо-восток. Размах крыльев этих складок в большинстве случаев не превышает 5—15 м, причем шарниры их обычно резко погружаются, в результате чего в продольном разрезе складки имеют коробчатую форму. Углы падения на крыльях складок достигают 50—80°. По направлению на юго-восток породы силура перекрываются отложениями девона и нижнего карбона, которые представлены известково-сланцевым комплексом. Они дислоцированы в узкие изоклиналильные и вертикальные линейные складки, характер которых постепенно усложняется по направлению на северо-восток к Чималгино-Чибгалахской зоне разломов. Изоклиналильные складки в крайней северо-восточной части крыла запрокинуты на северо-восток (углы наклона 50—60°), юго-западнее они сменяются линейными складками с размахом крыльев до 300—500 м, с крутыми, почти вертикальными, северо-восточными крыльями и более пологими юго-западными. Углы падения пород в пределах последних 40—60°.

В юго-восточной части антиклинория северо-восточное его крыло почти целиком сложено породами девона. Здесь оно осложнено узкими линейными складками северо-западного, близкого к широтному, простирания. Размах крыльев колеблется от 250—300 м до 1—1,5 км, а углы наклона на них 50—80°.

Ядро Чибгалахского антиклинория образуют метаморфические сланцы среднего и верхнего ордовика. На всем протяжении в его пределах четко устанавливается антиклинальная структура, шарнир которой резко ундулирует. В северо-западной части ядра, в бассейнах рек Солоньи, Хара-Сала, Биергичека и Тукчана, метаморфические образования смяты в изоклинальные складки, запрокинутые как на северо-восток, так и на юго-запад под углами 50—60°. Размах их крыльев редко превышает 25—40 м и только в массивных мраморизованных известняках он измеряется 50—100 м. В центральной части ядра преобладают линейные симметричные складки с крутым наклоном крыльев, достигающим 70—80°. Асимметричная складчатость наблюдается лишь в зонах разломов. На правобережье Индигирки, по данным К. И. Сусидко и Б. Н. Болтуркевича на периклинальном замыкании ядра породы ордовика резко погружаются под силурийские и девонские образования. Последние в долине Умбы смяты в узкие, линейные антиклинальные и синклинальные складки с углами падения пород на крыльях до 50—80°.

Юго-западное крыло Чибгалахского антиклинория отделено от ядра продольным разломом. Его слагают на северо-западе известняки силура, а на юго-востоке породы силура и девона. Около половины территории юго-западного крыла и зоны сочленения Чибгалахского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория занято интрузивными массивами гранитоидов, которые ориентированы параллельно основному простиранию структур. В контакте с гранитными батолитами породы палеозоя и мезозоя интенсивно перекристаллизованы, что в значительной мере затрудняет выделение отдельных структур второго и более высоких порядков. В пределах этого крыла развиты узкие, линейные асимметричные и симметричные складки, ширина которых до 3—5 км, а длина не свыше 35—40 км. Они, как правило, запрокинуты на юго-запад под углами 30—60°. Строение крыла антиклинория осложнено также многочисленными продольными разрывными нарушениями типа сбросов, амплитуда смещения по которым достигает 1—1,5 км. К этим разломам часто приурочены дайки диабазов и габбро-диабазов.

Таким образом, Чибгалахский антиклинорий построен несравненно сложнее, чем смежное с ним Тас-Хаяхтахское окраинное поднятие Колымского срединного массива, которое сложено разновозрастными с антиклинорием палеозойскими образованиями. Как на крыльях, так и в ядре антиклинория широко распространены изоклинальные, а также линейные и запрокинутые складки второго и более мелких порядков. В целом для антиклинория характерна структура развернутого веера, так как мелкие складки на крыльях структуры запрокинуты в различные стороны от ее оси. В пределах антиклинория широко развиты верхнеюрские и нижнемеловые интрузии гранитоидов «Главного пояса» Колымских батолитов, которые далее на юго-восток прослеживаются в смежном с ним Иньяли-Дебинском синклинории.

### *Иньяли-Дебинский синклинорий*

Иньяли-Дебинский синклинорий занимает внутреннюю, наиболее прогнутую часть Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны (Пушаровский, 1961). На всем своем протяжении синклинорий выполнен верхнетриасовыми — верхнеюрскими образованиями, мощность которых в его пределах достигает 6500 м. Он прослеживается от среднего течения

р. Туостах на северо-западе до долины р. Балыгычан на юго-востоке более чем на 1000 км при ширине около 100—80 км, являясь одним из самых крупных элементов мезозойской складчатой области. На северо-востоке Иньяли-Дебинский синклинирий граничит с Колымским срединным массивом и Чибгалахским антиклинорием. На юге и юго-западе по Чай-Юрюинской зоне разломов (Ларин, 1962) он сопрягается с Аян-Уряхским и сменяющим его на западе Адычанским антиклинорием (Зимкин, 1959),

Внутреннее строение Иньяли-Дебинского синклиниория было описано в работах Н. И. Ларина (1955), Ю. М. Пушаровского (1956, 1960<sub>2</sub>), С. И. Гаврикова (1958), А. В. Зимкина (1959), Ю. М. Бычкова (1961<sub>1</sub>) и других. По данным этих исследователей, синклинирий имеет асимметричное внутреннее строение. Юго-западное крыло его построено более просто и менее крутое, чем северо-восточное. Рассмотрим кратко морфологию складчатых структур в пределах его основных частей.

Юго-западное крыло Иньяли-Дебинского синклиниория образовано породами верхнего триаса и нижней юры. Отложения этого возраста смяты в ряд кулисообразно расположенных синклинальных и антиклинальных складок второго порядка, разбитых на крыльях многочисленными мелкими разломами типа сбросов. На крыльях этих структур породы падают под углами 30—50° и нередко образуют опрокинутые в сторону оси синклиниория серии лежащих складок. Последние сменяются узкими линейными вертикальными складками, которые в свою очередь постепенно выгораживают по направлению к ядру синклиниория.

В ядре синклиниория отложения средней и верхней юры образуют единую сложно построенную крупную синклинальную складку второго порядка, названную С. И. Гавриковым (1958) Амбардахской синклиналью. В пределах этой структуры второго порядка выделяется ряд синклинальных складок более высоких порядков, кулисообразно расположенных друг к другу и разделенных между собой узкими диагональными перегибами. По данным Ю. М. Бычкова (1961<sub>1</sub>), каждая из этих складок имеет длину около 35—50 км при ширине не более 5—10 км. Юго-западные крылья этих складок образованы крутыми моноклиналями с углами падения 70—80°, а северо-восточные — часто на значительных по протяженности участках опрокинуты в сторону оси синклиниория под углами 50—70°. Примерно под такими же углами падают породы верхней юры в осевой части синклиналией.

Следует отметить, что в ядре Иньяли-Дебинского синклиниория почти полностью отсутствует мелкая складчатость и плейчатость. Редки здесь и разрывные нарушения. Они встречаются обычно на юго-западных крыльях и в большинстве своем являются продольными разломами типа сбросов, с амплитудой смещения в несколько сот метров.

Северо-восточное крыло синклиниория построено наиболее сложно. В пределах этой части структуры ниже- и среднеюрские образования смяты в узкие линейные складки северо-западного простирания с углами наклона пород на крыльях 70—80° и значительно реже 40—80°. Складки, как правило, опрокинуты на юго-запад. В ряде мест удается установить наличие локальных чешуйчатых надвигов, правда с незначительной (до 100—300 м) амплитудой смещения. В зоне сопряжения Иньяли-Дебинского синклиниория и Чибгалахского антиклинория широко распространены узкие изоклинальные складки.

Северо-восточное крыло синклиниория, кроме продольных сбросов и взбросов, осложнено и поперечными сбросами с амплитудой вертикального перемещения в несколько сот метров.

Итак, как видно из приведенного выше краткого описания, Иньяли-Дебинский синклинирий представляет собой сложную складчатую геосинклинальную структуру. Складки на крыльях синклиниория опрокинуты

в сторону его оси, причем в северо-восточном крыле синклинория опрокидывание структур сопровождается образованием небольших чешуйчатых надвигов. Разрывные нарушения в пределах синклинория не имеют широкого распространения и представлены преимущественно сбросами. В северо-западной части Иньяли-Дебинского синклинория магматическая деятельность проявилась слабо. Здесь известны единичные малые интрузии гранитоидов и дайки габбро и габбро-диабазов. В юго-восточной части синклинория его пересекает под острым углом «Главный пояс» гранитных батолитов, который, вероятно, контролируется погребенным тектоническим швом, являющимся естественным продолжением Чималгино-Чибагалахской зоны разломов и Дарпирского разлома. В центральной и южной частях Иньяли-Дебинского синклинория широко распространены малые интрузии, с которыми связаны месторождения золота (Матвеевко и Шаталов, 1958).

### *Общие замечания*

В заключение описания морфологии структур мезозойской складчатой области, непосредственно примыкающих с юго-запада к Колымскому срединному массиву, кратко остановимся на их общих особенностях строения.

И Чибагалахский антиклинорий, и Иньяли-Дебинский синклинорий характеризуются исключительно сложной внутренней структурой. Образование палеозоя в пределах антиклинория дислоцированы более интенсивно, чем породы верхоянского комплекса в сложном с ним синклинории. На крыльях и в ядре Чибагалахского антиклинория широко развита изоклиальная складчатость, которая лишь локально сменяется узкими линейными складками. В пределах Иньяли-Дебинского синклинория изоклиальные складки повсеместно отсутствуют. Лишь в зонах сопряжения синклинория с Колымским срединным массивом, т. е. там, где его структуры лежат на непосредственном продолжении погруженной части Чибагалахского антиклинория, широко развито общее опрокидывание складок. В пределах Иньяли-Дебинского синклинория преобладают линейные складки с крупными крыльями.

Таким образом, наблюдается постепенное ослабление интенсивности складчатости в пределах этих структур мезозойской геосинклиальной области от нижних структурных этажей к верхним. Вероятно, складчатые формы мезозоя в пределах синклинория в значительной мере наследуют от структур палеозойского основания не только общее простирание, но и их типы.



## **Глава III**

### **ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОЛЫМСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА**

Вопросы истории формирования тектонических структур западной части Колымского срединного массива, особенно в палеозое, привлекают к себе внимание многих исследователей. Это связано с тем, что в пределах срединного массива широко распространены породы этого возраста, почти нацело отсутствующие в ядрах антиклинориев и поднятий обрамляющих его геосинклинальных зон мезозойского периода. Поэтому, останавливаясь на развитии палеозойских структур юго-западной части срединного массива, мы в какой-то мере затрагиваем общие вопросы палеозойской истории мезозойского периода, разбирая с той или иной степенью достоверности ранние этапы развития мезозойских геосинклинальных структурных элементов. Следует, однако, оговориться, что докембрийские и палеозойские образования в целом в пределах Северо-Востока СССР изучены еще недостаточно и, следовательно, наши выводы в некоторых случаях будут предварительными.

#### **НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ДОКЕМБРИЙСКОМ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ**

Строение докембрийского основания в пределах изученной части Колымского срединного массива и в соседних с ним с востока районах различно. В первой из этих обширных территорий не известны выходы архейских диопситовых и пироксеновых гнейсов, обнажающихся восточнее в бассейне р. Омолон, которые, по мнению Д. С. Коржинского, сходны с Алданским кристаллическим комплексом. Основание разреза в Приколымском поднятии слагают глубоко метаморфизованные кристаллические сланцы и амфиболиты протерозоя. Очень мало сведений о распространении кристаллических сланцев в других частях срединного массива. Возможно, что сходными с ними по возрасту являются кристаллические образования, обнажающиеся в бассейне р. Уяндины (Фребенников, 1961<sub>2</sub>). Если такое сопоставление правомерно, то можно предположить, что в глубоком докембрии древнее архейское ядро Омолонского и Тайгоносского массивов с запада и юго-запада обрамлялось областью протерозойской складчатости, захватывающей всю юго-западную часть Колымского срединного массива. Этот период геологического развития закончился интенсивным складкообразованием, в результате которого в центральной части Колымского массива образовалось метаморфическое складчатое основание. Однако замыкание геосинклинального режима было неравномерным. В крайней юго-западной части, как мы сейчас увидим, он продолжал существовать и в рифее.

В рифейский этап развития по характеру толщ и мощностям образований этого возраста можно выделить две обширные области. Первой из них является ядро Колымского массива, в пределах которого породы рифея образуют нижние горизонты полого залегающего чехла. Это видно на примере Приколымского поднятия, где рифейские отложения резко несогласно с конгломератами в основании залегают на протерозое. Они метаморфизованы и дислоцированы в значительно меньшей степени, чем породы складчатого основания. Однако характер дислокаций и тип образований низов рифея, представленного мощной (до 1200 м) толщей кварцитов и кварцево-сланцев, свидетельствуют о том, что в раннем рифее район обладал большой подвижностью. Породы этого возраста смяты более сложно, чем вышележащие образования, от которых они отделены угловым несогласием. Это указывает на то, что эти образования являются промежуточными между интенсивно дислоцированным складчатым основанием и полого залегающим верхним рифеем, образованным строматолитовыми известняками и известково-глинистыми сланцами с подчиненными прослоями кварцитовидных песчаников.

В отличие от восточной части Колымского массива в пределах горной системы Черского рифейские (?) отложения представлены терригенными и вулканогенными образованиями, интенсивно дислоцированными и метаморфизованными. К сожалению, эти геосинклинальные по своему характеру образования обнажаются на незначительной площади, поэтому невозможно говорить о каких-либо закономерностях тектонического развития рифейских геосинклинальных структур. Можно только предполагать, что геосинклинальные прогибы этого возраста располагались в районе современной горной страны Черского, прослеживаясь в северо-западном направлении.

Таким образом, к концу рифея и, возможно, кембрия центральная часть Колымского массива полностью стабилизировалась и геосинклинальное развитие продолжалось лишь в областях, непосредственно прилегающих к ней с юго-запада и запада.

### **ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ОБЛАСТИ В НИЖНЕМ И СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ**

Тектоническое развитие Колымского срединного массива и сопредельных с ним с запада структур в нижнем и среднем палеозое является одной из главнейших эпох в формировании этой территории. В этот крупный промежуток времени (от нижнего ордовика и до нижнего карбона включительно) закончилось образование основных структурных элементов складчатого фундамента юго-западной части Колымского срединного массива.

Нижне- и среднепалеозойскую эпоху развития можно разделить на несколько этапов, отличающихся один от другого по характеру отложений и, следовательно, условиям осадконакопления. Такими этапами являются нижне- и среднеордовикский, верхнеордовикский — нижнесилурийский, верхнесилурийский — нижнедевонский и среднедевонский — нижнекаменноугольный. Необходимо отметить, что все эти этапы тесно связаны между собой и каждый из них является естественным продолжением предыдущего.

### **Нижний и средний ордовик**

История тектонического развития в нижнем и среднем ордовике, несмотря на возможный крупный перерыв, охватывающий средний и верхний кембрий, в восточной части Колымского массива тесно связана с

рифейской и нижнекембрийской эпохой. Характер залегания пород нижнего ордовика в этом районе такой же, как и кембрия и верхнего рифея, хотя взаимоотношение между этими двумя структурными и стратиграфическими комплексами не было установлено.

Вероятно, в начале этого этапа произошло заложение двух новых крупных структурно-фациальных зон, которые обрамляют с запада древнее ядро Колымского срединного массива — Омулевского и сменяющего его на западе Чибгалахского прогибов.

В пределах восточной части Колымского срединного массива в нижнем ордовике происходило накопление морских мелководных осадочных образований. Последние представлены в основном глинистыми и песчано-глинистыми отложениями в верхней части разреза, сменяющимися известково-глинистыми сланцами и известняками. О мелководности этих осадков свидетельствует наличие в них массивных прикрепленных кораллов, губок и загипсованности отдельных горизонтов. Видимая мощность отложений не превышает 500 м.

В Омулевском прогибе, в его северо-восточном крыле, непосредственно примыкающем к восточной части Колымского срединного массива, в начале нижнего ордовика также происходило накопление известково-песчано-сланцевых отложений, которые в конце этого периода времени сменились карбонатными, преимущественно органогенными образованиями. Характерно, что условия осадконакопления этого комплекса пород были весьма близкими к условиям осадконакопления в относительно стабильной области. Однако мощность нижнего ордовика в северо-восточном крыле Омулевского прогиба значительно больше, чем в восточной части массива и достигают 1100—1200 м, что свидетельствует об интенсивном прогибании этой территории. В центральной части Омулевского прогиба характер вмещающих толщ нижнего ордовика фациально несколько меняется. Здесь почти полностью отсутствуют в нижнем терригенном комплексе песчаники, и он в основном сложен глинистыми и известково-глинистыми сланцами, чередующимися с песчанистыми известняками. Следует отметить, что и верхние карбонатные комплексы восточной части и северо-восточного крыла прогиба также различны. Во втором из этих районов породы представлены глинистыми и пелитоморфными известняками, почти лишенными органогенного материала, что, вероятно, указывает на относительно глубоководные условия их образования по сравнению с одновозрастными отложениями окраинных частей прогиба. К сожалению, нижние части разреза нижнего ордовика здесь не обнажены, поэтому трудно говорить об интенсивности прогибания осевой части прогиба в это время. Можно только предполагать, что она была не меньше, чем в его крыле, так как видимая мощность этих пород в осевой части также достигает 1200 м.

Следовательно, в нижнем ордовике довольно четко выделяются две зоны, отличающиеся по амплитуде прогибания и мощности накопившихся в них осадков, — восточная часть Колымского массива и Омулевский прогиб. В восточной части массива и на северо-восточном крыле Омулевского прогиба отлагались преимущественно мелководные отложения, в отличие от осевой части прогиба, где образовывались относительно более глубоководные образования.

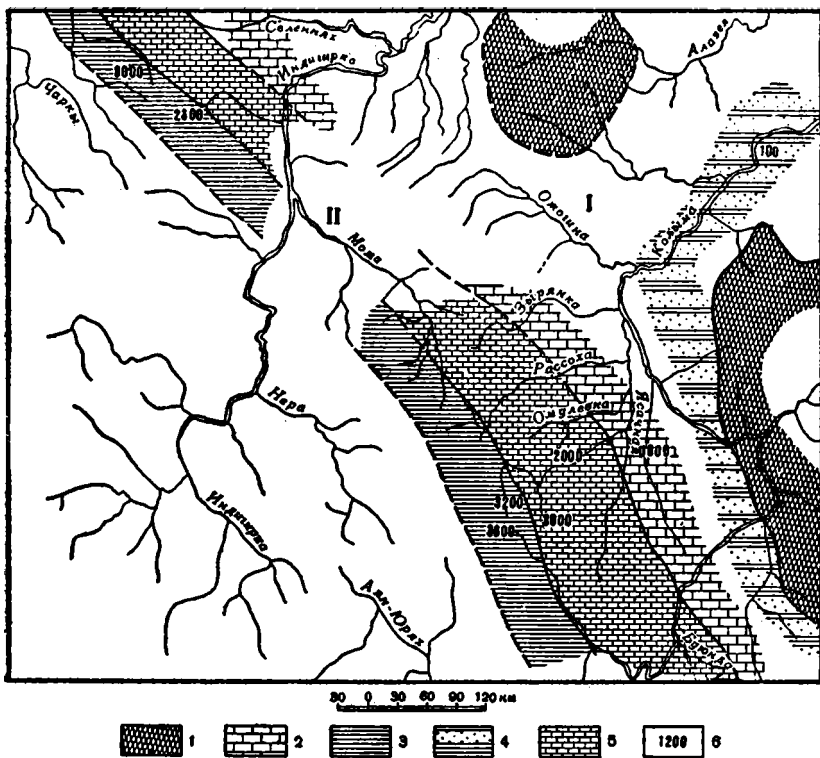
В среднеордовикское время в восточной части Колымского массива сохранились условия осадконакопления, близкие к тем, какие господствовали в этом районе в нижнем ордовике. В нижнюю половину среднего ордовика в западной части этой территории происходило формирование небольшой по мощности (до 75—100 м) пачки песчаников, песчано-глинистых сланцев и мергелей, свидетельствующих о мелководных условиях накопления осадков. Наличие обильных граптолитов в песчано-глинистых сланцах этого возраста, вероятно, указывает на то, что они

образовывались в лагунах или атоллах, расположенных во внешних частях морских и океанических бассейнов, подобных современным тихоокеанским атоллам (Johnson, 1957).

В Омuleвском прогибе в это геологическое время происходило накопление мощной толщи карбонатных осадков. На северо-восточном его крыле, в крайней восточной части, образования этого возраста представлены в основном прибрежно-морскими отложениями — песчанистыми известняками, чередующимися с известково-глинистыми и глинистыми сланцами, доломитами, мергелями, ракушняковыми и оолитовыми известняками. Снизу вверх по разрезу наблюдается смена очень мелководных образований, как, например, косослоистых алевролитов и песчанистых известняков с волноприбойными знаками, более глубоководными, но также шельфовыми образованиями, такими, как оолитовые и ракушняковые известняки и мергели. Такую же последовательную смену фаций можно проследить и с востока на запад почти для каждой пачки в разрезе. Однако в бассейне Омuleвки и в устье р. Ньючаги подобная смена фаций не наблюдается, что связано с наличием здесь продольного поднятия типа погребенного вала.

Так, в пределах поднятия основание разреза среднего ордовика в окраинной части северо-восточного крыла Омuleвского прогиба в бассейне р. Эрхе слагают косослоистые алевролиты и песчаники, чередующиеся с песчано-глинистыми сланцами мощностью до 100—150 м. Нещоколько западнее, в бассейне р. Эльгенчак, они сменяются известняками и доломитами со следами волноприбойной ряби, среди которых имеются прослойки органогеннообломочных и оолитовых известняков и известково-глинистых сланцев, мощность которых увеличивается до 400 м. А еще западнее, в долине Инаньи, этот же стратиграфический горизонт вновь образован такими же по мощности песчанистыми известняками и песчано-глинистыми сланцами, непосредственно западнее в устье Харкинджи замещающихся песчаниками и мергелями с обильной галькой кварцитов и кварца, общей мощностью до 200 м. В осевой же части прогиба низы среднего ордовика сложены 600-метровой пачкой глинистых и пелитоморфных известняков и мергелей.

Очень сходная картина наблюдается при анализе мощностей и фаций других, более высоких горизонтов среднего ордовика. Например, отложения низов лландейловского яруса в окраинной северо-восточной части Омuleвского прогиба в бассейнах Ясачной и Эрхе представлены мергелями, песчанистыми известняками и доломитами максимальной мощностью до 800 м, в которых наблюдаются следы волноприбойной ряби. По направлению на запад, т. е. от восточной части Колымского массива, они сменяются глинистыми, ракушняковыми и оолитовыми известняками, среди которых мергели, доломиты и доломитизированные известняки присутствуют лишь в виде отдельных маломощных прослоев. Мощность этого разреза значительно увеличивается и достигает в долине Эльгенчака 1500—2200 м. В узкой зоне почти меридионального простирания, прослеживающейся от низовьев ручья Красивого и Ньючаги до верховьев Рассохи, мощность разреза пород этого возраста не только сокращается более чем вдвое — до 500 м, но одновременно меняются и их фации, что затрудняет здесь выделение ряда свит, отчетливо картируемых как к востоку, так и к западу от этой зоны. В пределах центральной, осевой части Омuleвского прогиба с востока на запад постепенно выклиниваются в разрезе лландейловского яруса глинистые сланцы, нацело отсутствуют доломиты, а мергели, ракушняковые и оолитовые известняки образуют маломощные прослойки и линзы, количество и мощность которых заметно уменьшается с востока на запад, фациально замещаясь пелитоморфными известняками, которые преобладают в разрезе. Общая мощность разреза в этой части прогиба максимальна



Фиг. 57. Литолого-фациальная схема среднего ордовика западной части Колымского срединного массива.

1 — области суши; 2 — песчаные известняки; 3 — хемогенные карбонатные образования; 4 — песчано-сланцевые отложения; 5 — ракушнякавые и оолитовые известняки; 6 — мощность пород.

I — Восточная часть Колымского массива; II — Омuleвский прогиб.

и достигает 2500—3000 м. Весьма показательным в этом отношении является разрез среднего ордовика, обнажающийся в хребте Тас-Хаятах. В нем, в отличие от разреза пород этого возраста западной части Омuleвских гор, также расположенного в осевой части Омuleвского прогиба, фации ракушняковых известняков полностью замещаются мелкозернистыми пелитоморфными известняками с тонкой полосчатостью. Поэтому трудно проследить и сопоставить отдельные свиты этих двух разрезов, хотя они расположены в одной и той же части структурно-фациальной зоны.

К сожалению, породы среднего ордовика в юго-западном крыле Омuleвского прогиба не известны, поэтому нельзя установить какие-либо фациальные изменения в этой его части.

Таким образом, в среднеордовикское время еще более резкими становятся различия в мощностях, а следовательно, и в интенсивности тектонических движений, между восточной частью Колымского массива и Омuleвским прогибом (фиг. 57). Если за это геологическое время в первом из этих районов видимая мощность отложений не превышает 100 м, то в пределах прогиба она превышает 3000 м. Отличен и тип отложений этих двух структурно-фациальных зон. В восточной части массива среднеордовикские образования представлены маломощными осадками прибрежных лагун. В Омuleвском прогибе преобладают карбонатные образования шельфового склона, причем наиболее мелководные

отложения характерны для его северо-восточного крыла. Как и большинство шельфовых образований, они испытывают значительные фациальные изменения, наблюдающиеся как с востока на запад, т. е. по направлению к внутренней части бассейна, так и снизу вверх по разрезу. Последняя особенность, видимо, связана с изменением интенсивности опускания морского дна в различные промежутки этого геологического времени. Следует отметить, что между крылом прогиба и его центральной осевой частью отсутствует какая-либо переходная зона. Наоборот, в этой части крыла с низов среднего ордовика намечается относительно поднятый подводный вал, который прослеживается по значительному сокращению мощностей пород этого возраста. В зоне этого подводного поднятия происходило накопление мелководных песчано-глинистых и известково-глинистых отложений. Вероятно, подводный вал в эпоху среднего ордовика имел относительно крутые склоны, причем более крутым был его западный склон, к западу от которого располагалась осевая часть Омудевского прогиба. Это предположение основано на том, что мощности среднего ордовика в пределах подводного вала по сравнению с мощностями северо-восточного крыла прогиба в два раза меньше, а приблизительно на таком же расстоянии (около 10—15 км) от осевой части прогиба — в три с половиной раза.

В центральной части Омудевского прогиба на протяжении всего среднеордовикского времени происходило накопление мощных карбонатных осадков. По направлению от подводного вала на запад и северо-запад в этой части прогиба наблюдается постепенное замещение органогенных известняков и известково-глинистых сланцев хемогенными пелитоморфными известняками, причем мощность хемогенных пород несколько меньшая, чем одновозрастных с ними органогенных разностей. Такую же последовательность можно установить при анализе литофаций снизу вверх по разрезу. Так, верхняя половина лландейловского яруса (дарпирская свита и ее аналоги) повсеместно в осевой части прогиба представлена преимущественно хемогенными пелитоморфными известняками, очень однородными по своему строению. Следовательно, можно предполагать, что в осевой части прогиба на протяжении почти всего среднего ордовика происходило накопление более глубоководных осадков (по сравнению с осадками внешней зоны шельфа), характерных для его северо-восточного крыла. Особенно это четко видно при фациальном анализе отложений верхней половины лландейло. Кроме того, скорость накопления осадочных толщ, а она, вероятно, обуславливалась интенсивностью прогибания, в центральной части Омудевского прогиба была значительно больше, чем на его крыле. Эта особенность развития Омудевского прогиба очень четко проявилась в последующий этап развития.

### Средний ордовик — нижний силур

Этот этап геологического развития юго-западной части Колымского срединного массива охватывает самый конец лландейловского, карадокский, ашгильский, лландоверийский и венлокский века, т. е. его протяженность больше, чем у предыдущего. Отложения этого возраста не известны в восточной части Колымского массива. На этой обширной территории они были либо очень маломощными и впоследствии размыты, либо отсутствовали. Последнее предположение для крайней восточной части массива более вероятно, так как здесь повсеместно породы среднего девона с мощными конгломератами в основании трансгрессивно залегают на образованиях рифея. В западной и юго-западной частях ядра Колымского массива скорее всего маломощные прибрежные осадки этого возраста были размыты в девонскую или последующие эпохи текто-

нического развития, так как в пределах окраинных частей северо-восточного крыла Омудевского прогиба верхи среднего ордовика — нижний силур сложены преимущественно карбонатными образованиями, среди которых терригенные отложения, играющие явно подчиненную роль, представлены тонкозернистыми и хорошо сортированными песчано-глинистыми осадками. Весьма вероятно, что береговая линия морского бассейна этого времени проходила значительно восточнее и северо-восточнее современных выходов пород этого возраста. Весьма возможно, что в эпоху верхов среднего ордовика — нижнего силура в пределах ядра массива, в той его части, где была суша, вероятно равнинного характера, не проявлялись дифференцированные тектонические движения.

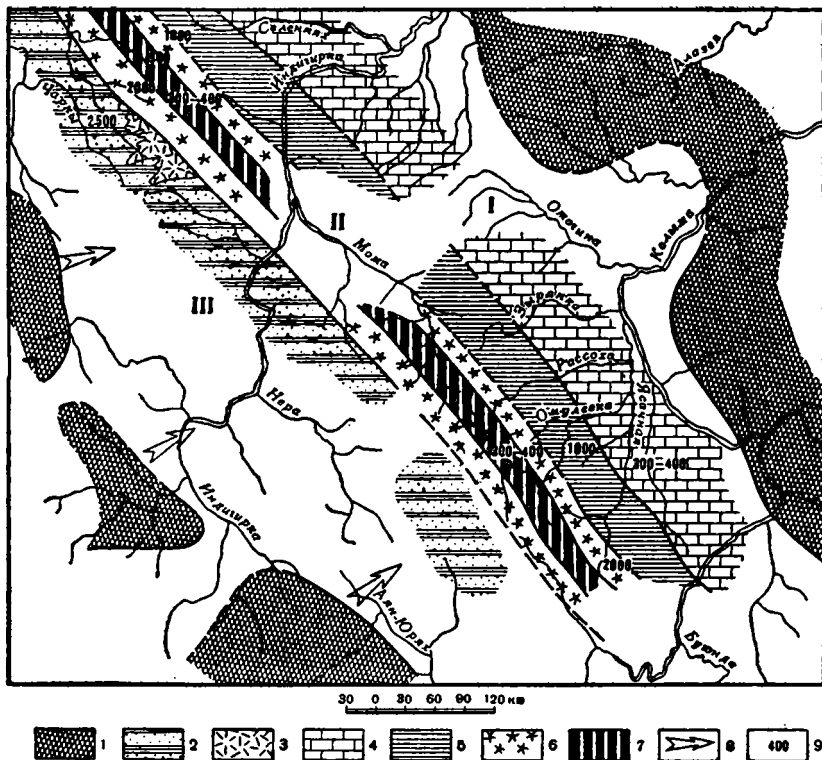
В Омудевском прогибе отложения верхов ордовика и нижнего силура испытывают резкие фациальные изменения. В крайней восточной части его северо-восточного крыла, в зоне сочленения прогиба с ядром Колымского срединного массива, в бассейнах среднего течения Ясачной и в верховьях Эрихе они представлены косослоистыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, сменяющимися песчано-глинистыми сланцами, мергелями, песчанистыми известняками и известковыми конгломератами. В них встречаются ископаемые остатки как типично шельфовой фауны, так и граптолитов. Общая мощность этих отложений изменяется от 650 до 800 м.

Далее на запад, в бассейне р. Инаны песчанистые известняки и сланцы быстро увеличиваются в мощности и частично замещаются разнотеловыми известняками и известковистыми алевролитами с кораллами и ракушечниковой шельфовой фауной, чередующимися с прослоями песчаников, мергелей и песчано-глинистых граптолитовых сланцев, общей мощностью более 1000 м. Эти образования, в свою очередь, на юго-западе, в верховьях Ясачной и Таскана, на расстоянии около 10—15 км вкострости фациально сменяются преимущественно коралловыми и глинистыми известняками и пестроцветными известково-глинистыми и глинистыми сланцам, среди которых изредка встречаются граптолиты. Общая мощность этой толщи около 2000 м.

Таким образом, повсеместно в пределах этой части палеозойского прогиба преобладают мелководные шельфовые осадки. Узкая линейная зона распространения коралловых известняков была, вероятно, коралловыми рифами, скорость роста которых почти в два раза превышала характерную скорость известково-терригенного комплекса пород. Весьма характерно и то, что коралловые рифы верхов ордовика и нижнего силура расположены в области относительного поднятия, существовавшего в среднеордовикское время.

В центральной (осевой) части Омудевского прогиба, на западных отрогах Омудевских гор и на восточном склоне хребта Тас-Хаяхта, верхи ордовика и нижний силур представлены однородными фациями черных граптолитовых сланцев, чередующихся с песчанистыми, глинистыми и пелитоморфными известняками. В обоих районах, расположенных один от другого более чем на 400 км по простиранию, отложение этих осадков началось с верхнелландейловского времени (возраст самых низов разреза этих районов определяется по граптолитам, характерным для зоны *Diplograptus multidentis*, и закончилось в верхах венлока, также охарактеризованных граптолитами). Мощность этой пачки пород максимально достигает 500 м. Такая однородность и удивительная выдержанность образований этого возраста в центральной части прогиба свидетельствует об относительно спокойных условиях осадконакопления и одинаковом режиме бассейна на протяжении длительного этапа развития.

В то же геологическое время в юго-западном крыле Омудевского прогиба, разрез которого обнажается на западных отрогах хребта



Фиг. 58. Литолого-фациальная схема верхнего ордовика — нижнего силура западной части Колымского срединного массива.

1 — области суши; 2 — песчаники и сланцы; 3 — кислые эффузивы; 4 — песчаные известняки; 5 — чередование известняков и сланцев; 6 — коралловые рифы; 7 — черные граптолитовые сланцы; 8 — направление сноса обломочного материала; 9 — мощность пород. I — Восточная часть Колымского массива; II — Омuleвский прогиб; III — Чибалагальский прогиб

Тас-Хаяхта, в бассейне р. Сюрюктях-Юрях, формировалась мощная толща карбонатных осадков. Они представлены в основании известняками, доломитизированными известняками и пестроцветными доломитами с прослоями гипсов, в верхах разреза сменяющихся коралловыми известняками с тонкими прослоями доломитов и доломитизированных известняков общей суммарной мощностью до 2000 м. Следует отметить, что по направлению к востоку, к осевой части Омuleвского прогиба, в хребте Тас-Хаяхта прослеживается зона переходных фаций между сланцевым разрезом последней и существенно известняковым разрезом юго-западного крыла прогиба. В пределах этой зоны на расстоянии 10 км черные сланцы почти полностью фациально сменяются пелитоморфными известняками. Как правило, среди этих карбонатных пород отсутствуют коралловые и доломитизированные известняки и доломиты, а также пестроцветы и гипсы. Мощность верхов ордовика и нижнего силура в зоне переходных фаций около 1200—1500 м, а, следовательно, она больше, чем в три раза превышает мощность этих пород в осевой части прогиба, но, в свою очередь, несколько меньше, чем в юго-юго-западном крыле.

Итак, в пределах юго-западного крыла Омuleвского прогиба происходит резкое фациальное замещение черных глинистых илов карбонатными осадками. В западном направлении наблюдается постепенная смена относительно глубоководных чистых хемогенных образований более мелководными, вначале органогенно-обломочными, а затем пестроцветными доломитовыми и рифогенно-известковыми фациями (фиг. 58).



В целом на крыльях Омудевского прогиба в этот этап тектонического развития происходило накопление мощных мелководных образований, тогда как в осевой части его формировалась маломощная пачка черных глинистых илов, представляющих собой, вероятно, отложения глубокого некомпенсированного прогиба. Более подробно на этом вопросе мы остановимся несколько ниже.

Западнее и юго-западнее, в пределах Чималгинского и Чибгалахского хребтов, на расстоянии не более 5—10 км карбонатные фации верхов ордовика и нижнего силура Омудевского прогиба резко сменяются песчано-сланцевым комплексом Чибгалахского прогиба. Последний представлен чередованием тонко- и среднеобломочных метаморфизованных песчаников и филлитизированных глинистых сланцев, среди которых вблизи от зоны сочленения с Омудевским прогибом имеются линзы и прослои кислых и основных эффузивов и их туфов, мощностью до 200 м, а также ангидритов. Характерно, что снизу вверх по разрезу наблюдается постепенное уменьшение количества прослоев песчаников, полностью отсутствующих уже в той его части, которая относится к нижнему силуру.

Нижнесилурийские образования в Чибгалахском прогибе представлены в основном известково-глинистыми отложениями. Среди них значительную роль играют рифогенные фации, прослеживающиеся на значительном расстоянии по простиранию. Общая мощность верхов ордовика—нижнего силура в Чибгалахском прогибе максимальна для всей описываемой территории и достигает 4000 м.

Наличие в Чибгалахском прогибе мощных терригенных толщ с линзами ангидритов свидетельствует о мелководных условиях осадконакопления. Несомненно, что терригенный материал в его пределы не мог быть принесен с востока или севера, где был расположен Омудевский прогиб. Следовательно, источниками обломочных пород явились поднятия, расположенные к западу или к юго-западу от Чибгалахского прогиба и в настоящее время перекрытые верхнепалеозойскими и мезозойскими образованиями верхоянского комплекса. Насколько далеко они были отделены от изученной части прогиба, судить пока трудно. Можно только предполагать, что эти поднятия были либо узким, далеко прослеживающимся на север склоном Охотского массива (как это и предполагал К. Я. Спрингис, 1958), либо представляли собой целую систему островов или единую цепь кордильер. Наиболее интенсивно они размывались в эпоху верхнего ордовика, когда быстро погружавшийся Чибгалахский прогиб выполнялся в основном терригенными образованиями. Амплитуда прогибания его была значительно больше, чем соседних с ним с востока районов. С этой же эпохой связано и первое, известное нам, проявление вулканизма вдоль узкой зоны сочленения Омудевского и Чибгалахского прогибов. В нижнесилурийское время, вероятно, различия в тектоническом режиме и характере осадконакопления между юго-западным крылом Омудевского прогиба и Чибгалахским прогибом становятся менее резкими, так как в обеих частях структурно-фациальных зон происходит накопление карбонатных осадков. Однако тип карбонатных образований для каждой из этих областей характеризуется некоторыми особенностями. В пределах Чибгалахского прогиба в это геологическое время не отлагались хемогенные гипсоносные отложения, характерные для мелководных лагун. Отсутствуют в нем и пестроцветы. В начале силура его выполняли карбонатно-глинистые толщи, которые сменялись карбонатными и даже рифогенными фациями, но последние играли явно подчиненную роль. В верхнюю половину нижнего силура в Чибгалахском прогибе вновь происходит накопление карбонатно-глинистых осадков, местами сменяющихся более грубыми терригенными (см. фиг. 58). Хотя мощности нижнего силура

юго-западного крыла Омудевского прогиба и северо-восточного борта Чибагалахского прогиба приблизительно равны, все-таки несомненно, что интенсивность погружения последнего была больше, так как в первом из этих районов основную часть разреза образуют рифогенные и галогенные отложения, скорость накопления которых значительно выше, чем терригенных или терригенно-карбонатных (Гарецкий и Яншин, 1961). Таким образом, на протяжении всего верхнеордовикского — нижнесилурийского этапа геологического развития территория Чибагалахского прогиба характеризовалась большим размахом тектонических движений, чем соседние с ней восточные районы.

Заканчивая описание истории развития изученного региона в верхах ордовика и в нижнем силуре, следует остановиться на вопросе — являются ли черные глинистые сланцы осевой части Омудевского прогиба глубоководными фациями или они мелководные и, следовательно, была ли эта часть его некомпенсированным прогибом или относительным поднятием типа внутреннего поднятия, по В. В. Белоусову (1954)?

Так как черные глинистые сланцы осевой части Омудевского прогиба содержат большое количество граптолитов и здесь совершенно отсутствует типично шельфовая фауна, рассмотрим, могут ли граптолиты служить палеогеографическим индексом условий осадконакопления.

Большинство исследователей вслед за Холлом (Hall, 1865), исключая некоторые виды, считают граптолиты плавающими организмами. Рюдеманн (Ruedemann, 1947) и Булман (Bulman, 1958) предполагали, что граптолиты могут быть прикрепленными к морским водорослям, подобным современным водорослям Саргассова моря, или к пленкам микроскопических водорослей. На основании детального изучения морфологии граптолитов А. М. Обут (1953<sub>1,2</sub>) установил, что значительная часть их могла свободно плавать с помощью пузырей-пневматофоров или вместилищ в сетчатых рабдостомах, заполненных газом (вероятно азотом).

Широкое распространение граптолитов во всем мире является одним из наиболее веских аргументов в пользу их планктонной или эпипланктонной формы жизни. Детальное изучение показало, что большинство их видов имеют широкое или повсеместное распространение. Однако некоторые из видов граптолитов известны лишь в ограниченных регионах. Такая в отдельных случаях неравномерность в их распространении, а также в распределении по разрезу, по мнению Росса (Ross, 1961), указывает на возможную кратковременность океанических связей или на ограниченность в экологических приспособлениях у граптолитов. Росс считает, что если значительная часть видов граптолитов была лишена способности самостоятельного передвижения, то их область распространения могла контролироваться глубинами морского дна.

Итак, большинство исследователей, изучающих граптолиты, приходит к выводу, что последние являются планктонными или эпипланктонными организмами, из которых лишь некоторые эпипланктонные виды, прикрепленные к водорослям, вероятно, были ограничены в океанических и морских бассейнах определенными глубинами.

Граптолиты известны в различных по типу отложениях ордовика и силура, которые характерны как для прибрежной полосы морского шельфа, так и для внутренних его частей. А. М. Обут (1957) описал граптолиты в силурийских сланцах Таймыра, в которых совместно с ними встречаются остатки членисто-стебельных растений. Сланцы по направлению в глубь бассейна сменяются известковыми фациями. Кроме того, в отложениях, переполненных растительным детритом, А. М. Обут обнаружил оболочки яиц и эмбрионов граптолитов. Основываясь на этом и ряде других косвенных данных, он пришел к выводу,

что граптолиты периодически удерживались лишь в прибрежной зоне. К такому же выводу приходит и В. Н. Павлинов (1949), который рассматривает граптолитовые сланцы Центрального Казахстана как мелководные фации.

Однако фациальный анализ привел некоторых исследователей к противоположному выводу. Так, Рюдемманн (Ruedemann, 1947), изучавший граптолиты Северной Америки, подчеркивал, что большинство из них было встречено в черных глинистых сланцах, которые образовались из глубинных илов. Этому же мнению придерживается и Лоувелл (Lowell, 1960), описавший разрез ордовика Скалистых гор Центральной Невады. Он наблюдал в породах этого возраста по направлению с востока на запад постепенную смену карбонатных шельфовых фаций сланцевыми, а затем и вулканогенно-терригенными, более глубоководными образованиями, содержащими обильные граптолиты. В отечественной литературе предположение о том, что граптолиты чаще всего характерны для глубоководных осадков, высказал Б. М. Келлер (1949).

Кроме этих двух крайних точек зрения, многие геологи и палеонтологи пришли к третьему заключению. Как мы уже указывали, граптолоиды были планктонными или эпипланктонными организмами со скелетом, образованным из хитинозного вещества — серацина — (Твенхофел, 1936), который не растворялся в морских водах, богатых углекислотой. Учитывая исследование А. М. Обуя (1957), доказавшего, что граптолиты чаще всего обитали в прибрежной зоне и что большинство из них было способно лишь к пассивному перемещению, становится несомненным, что большую роль в их распространении играли морские течения. Следовательно, граптолиты не могли ассоциироваться с одним типом донных осадков и, как предполагал Динер (1934), благодаря пассивному переносу попадали во все осадочные породы, ввиду чего по ним нельзя судить о глубинах, в которых могли отлагаться те или иные осадки. Отсутствие граптолитов в породах, богатых шельфовой фауной, указывает на то, что наиболее пригодной для их захоронения была абиотическая среда для бентоса. Кроме того, тонкий хитиновый скелет граптолитов безусловно был бы разрушен в открытой прибрежной зоне, где волноприбойная деятельность проявляется наиболее интенсивно.

Джонсон (Johnson, 1957), изучивший распределение современного планктона, установил, что он многочисленен как над экваториальными глубинами Тихого океана, где расходятся сильные течения, так и в атоллах, которые расположены во внешних частях океанического бассейна. Если это положение справедливо и для ископаемого планктона, каким являются граптолиты, то последние могли быть захоронены и в мелководных зонах, отгороженных коралловыми рифами или цепочкой островов или поднятий от открытого моря.

Анализ имеющегося у нас материала подтверждает эти предположения. Действительно, граптолиты в породах ордовика встречаются в окраинной и в центральной частях Омулевского прогиба, которые были отделены коралловыми барьерами от морского бассейна. Однако, если несомненно, что осадки верхов ордовика и нижнего силура в пределах северо-восточного крыла Омулевского прогиба являются мелководными, то могут ли быть также мелководными маломощные черные глинистые осадки и в его осевой части?

На протяжении всей предыдущей истории в этой зоне происходило накопление относительно глубоководных и наиболее мощных хемогенных карбонатных толщ. Смена этих образований черными глинистыми илами повсеместно проходит в одно и то же геологическое время, причем граница между этими двумя различными фациями очень четкая. В этом же этапе геологического развития на внутренних склонах

крыльев прогиба, которые непосредственно сопряжены с запада и с востока с осевой его частью, начинается быстрый рост коралловых рифов. Изучение особенности развития коралловых рифов привело многочисленных исследователей к выводу, что рифы в определенных климатических зонах могут образовываться в любых участках моря с глубинами не больше 20—100 м (Наливкин, 1955).

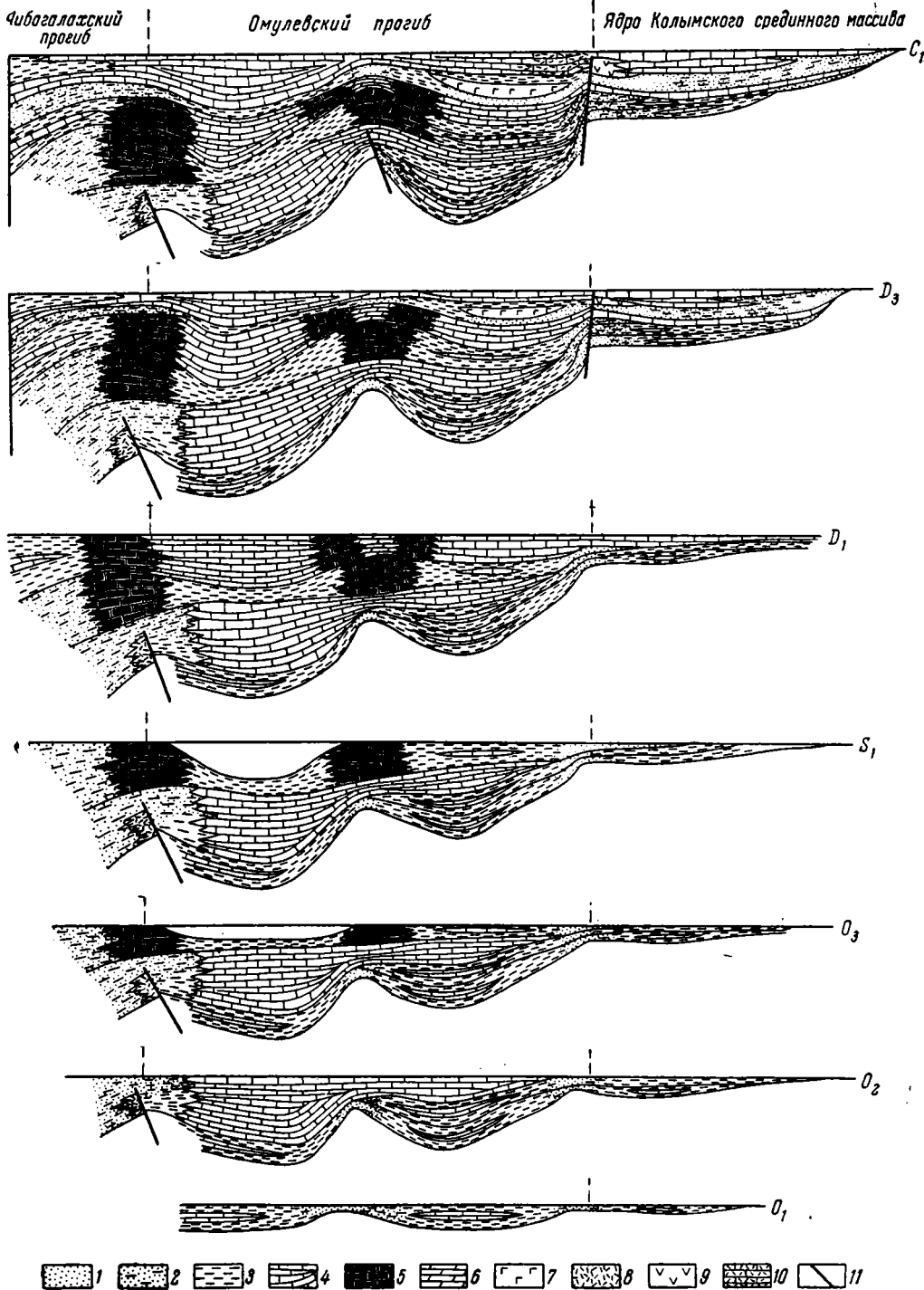
Продолжительность образования рифовых известняков весьма различна. У береговых рифов она обычно невелика и связана с поднятиями и опусканиями суши. Продолжительность образования барьерных рифов определяется климатическими условиями и характером прибрежной части суши. Мы уже указывали, описывая прибрежную зону, что в пределах суши (восточной части ядра Колымского массива) на протяжении времени верхнего ордовика и нижнего силура каких-либо резких изменений в ее морфологии не происходило. В этот же период истории Земли эволюция климатической зональности проходила медленно (Страхов, 1960) и климат почти не менялся. Следовательно, были все условия для длительного роста коралловых рифов, обрамляющих осевую часть Омулевского прогиба.

В современных бассейнах барьерные рифы часто отделяют от прибрежной зоны глубинные впадины. Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин (1961) указывают, что мощные рифогенные постройки возникали при нисходящих движениях, которые компенсировались их ростом. Так как скорость образования биогермов обычно значительно превышает скорость накопления тонких терригенных осадков, то рифы были естественными барьерами для выполнения соседних с ними прогибов. Поэтому «существование компенсирующих прогибание массивов рифовых известняков обычно заставляет предполагать наличие рядом глубоких некомпенсированных впадин и прогибов» (Гарецкий, Яншин, 1961, стр. 191). Принимая во внимание, что в осевой части Омулевского прогиба на протяжении этого времени происходит непрерывное накопление тонких глинистых илов, содержащих лишь планктонные или эпипланктонные скелеты граптолитов, можно предположить, что эта зона являлась глубоководной впадиной. Только значительными глубинами в осевой части прогиба можно объяснить, что эти образования, несмотря на быстрое изменение скоростей погружения и относительных поднятий во всем регионе, удивительно выдерживаются как по мощности, так и по составу на расстоянии более 400 км по простиранию. Так как коралловые рифы образуются близко к поверхности моря, по разности мощностей между ними и отложившихся в осевой части прогиба илов мы можем вычислить приблизительную глубину некомпенсированной части Омулевского прогиба. В конце ордовика она достигала 700—800 м. В последующую эпоху нижнего силура глубина постепенно возростала и достигала 1200—1300 м (фиг. 59).

Следует отметить, что в геологической литературе уже были неоднократно описаны некомпенсированные прогибы, обрамляющиеся коралловыми рифами. Л. Б. Рухин (1959) приводит ряд примеров таких прогибов (фиг. 60); некоторые из них располагались по окраинам морских бассейнов, выполненных темно-серыми тонкослоистыми глинистыми и карбонатно-глинистыми осадками без донных организмов.

Особый интерес вызывают некомпенсированные прогибы для верхнего ордовика и нижнего силура в Южной Шотландии и на островах Элсмир и Корнуоллис в Канадском Арктическом архипелаге.

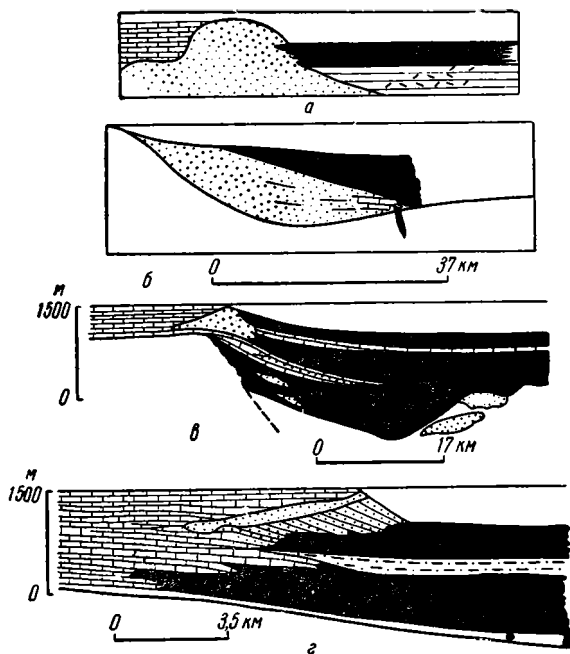
История развития геосинклинального каледонского прогиба южных нагорий Шотландии в верхах ордовика (серия бэла, охватывающая верхний лландейло от зоны *Nemograptus gracilis* до ашгилия включительно) и в нижнем силуре была подробно рассмотрена в работе Джонса (Jones, 1938), а затем по его данным описана В. В. Белоусовым



Фиг. 59. Схема распределения фаций и мощностей нижнего и среднего палеозоя в западной части Колымского срединного массива.

1 — песчаники и алевролиты; 2 — алевролиты и сланцы; 3 — сланцы; 4 — известняки; 5 — коралловые рифы; 6 — пестроцветные образования; 7 — гипсы и ангидриты; 8 — кислые эффузивы; 9 — основные эффузивы; 10 — кремнистые известняки; 11 — разломы.

и М. В. Гзовским (1945), Р. Г. Гарецким и А. Л. Яншиным (1961), Б. М. Келлером (1954). Расположенный в этом разрезе прогиб Моффетской геосинклинали в северо-западной части, в Гриванском округе, сложен граувакками с линзами известняков и конгломератов серии бэла, мощностью до 1100 м, а также граувакками, конгломератами, песчаниками и сланцами нижнего лландовери.



Фиг. 60. Приуроченность черных аргиллитов (черное) к подводным впадинам, располагавшимся по соседству с рифами (точки); с другой стороны рифов образовались мелководные известняки (по Ньювеллу, 1953).

а — верхний триас Тироля; б — пермь восточной Гренландии; в — нижний карбон Англии; г — пермь Техаса.

толитовыми сланцами, суммарная мощность которых не превышает 100 м. Этот факт побудил Джонса сделать вполне обоснованный вывод, что в осевую часть геосинклинали обломочный материал не поступал и поэтому в течение этого геологического времени она являлась некомпенсированной впадиной с глубинами порядка 1000 м.

В верхах нижнего силура и в верхнем силуре в округе Моффэт накопились мощные граувакки и произошла полная компенсация этой впадины.

Другим примером наличия некомпенсированного прогиба для этого времени является район Канадского Арктического архипелага. Здесь, на островах Элсмир, Корнуоллис, Батерст и Мелвилл, в пределах миогеосинклинального прогиба палеозойской геосинклинальной зоны Франклина, обрамляющей с севера Северо-Американскую платформу, по данным Фортье (Fortier, 1957), Торстейнссона (Thorsteinsson, 1958) и Тозера (Tozer, 1956), широко представлены породы ордовика и нижнего силура. В южной и восточной частях острова Корнуоллис они представлены доломитами и известковистыми доломитами эллен-бей верхнего ордовика и известняками ред-бей нижнего силура, мощность

юго-восток, в осевой части прогиба, в округе Моффэт, на расстоянии всего в несколько метров граувакки серии бэла резко замещаются темными и зелеными кремнистыми и глинистыми граптолитовыми сланцами общей мощностью всего в 70 м. В этом же направлении происходит смена терригенных пород нижнего лландовери через плитняковые фации черными глинистыми сланцами с граптолитами, менее 30 м мощности.

В юго-восточной части прогиба породы этого возраста представлены сланцами и песчаниками, а выше по разрезу и граувакками, мощность которых быстро возрастает в юго-восточном направлении. Таким образом, в осевой части Моффэтской геосинклинали, в отличие от ее бортов, образования верхов ордовика и низов силура представлены грапто-

которых увеличивается по направлению на север от платформы от 1500 до 4500 м. В центральной части прогиба, на северо-западе острова Корнуоллис карбонатные фации резко сменяются черными глинистыми сланцами филлипс с обильными граптолитами верхов ордовика — нижнего силура, мощность которых не выше 760 м. В западной части острова Элсмир, на границе между миогеосинклинальным и эвгеосинклинальным прогибами, фации граптолитовых сланцев сменяются карбонатными отложениями, а затем одновозрастными терригенными образованиями мощностью свыше 3000 м.

Итак, и в этом районе устанавливается та же закономерность, по которой сланцевые глинистые фации осевой части прогиба по мощностям значительно уступают карбонатным фациям по его бортам. Эта специфическая особенность и в данном случае может быть объяснена, если предположить, что в центральной части миогеосинклинали в верхнем ордовике и в нижнем силуре был некомпенсированный прогиб, глубина которого максимально достигала 1500—1800 м.

Приведенные выше три примера некомпенсированных прогибов верхов ордовика и нижнего силура, вероятно, не являются исчерпывающими. В литературе имеется и ряд других примеров близких или одновозрастных с ними некомпенсированных прогибов, как, например, прогиб западного склона Южного Урала (Келлер, 1949).

Однако уже сам факт наличия такого типа прогибов в трех, далеко удаленных один от другого районах различных частей света, наводит на мысль, что такие прогибы были достаточно широко распространены и приурочены к областям с единым типом геотектонического развития. Компенсация этих прогибов, как уже указывалось выше, началась в верхнесилурийское — нижнедевонское время.

### **Верхний силур — нижний девон**

В верхнесилурийский — нижнедевонский этап геологического развития, охватывающего ллудловский и жединский века, накопление мощных осадочных образований продолжалось почти в тех же районах, что и в предыдущем этапе. Однако мощности и фации этих осадков существенно отличаются от мощностей и типа пород верхов ордовика и нижнего силура. Менялась в это время и интенсивность тектонических движений, хотя области прогибания и поднятий оставались теми же, что и в нижней половине палеозоя.

В пределах устойчивой в нижнем палеозое восточной части Колымского массива образования этого возраста известны лишь в долине Колымы. Здесь они представлены мелководными тонкополосчатыми известняками и доломитами с прослоями коралловых разностей с максимальной видимой мощностью до 440 м. Нигде в этих районах не известно соотношение этих образований с подстилающими породами. Тип пород верхнего силура и нижнего девона и относительно небольшая их мощность свидетельствуют о спокойном режиме осадконакопления. На востоке восточной части массива, где отложения этого возраста отсутствуют и, вероятно, не отлагались, в это геологическое время, видимо, располагалась суша без расчлененного рельефа с засушливым жарким климатом. Сноса терригенно-обломочного материала с нее в западном и юго-западном направлении почти не происходило, что создавало благоприятные условия для развития прибрежных коралловых рифов. Небольшое по амплитудам погружение окраин стабильной области, однако, не дало возможности образовываться мощным биогермам. Вероятно, как только рифы достигали поверхности моря, рост их прекращался и начиналось образование полосчатых известково-песчаных разностей. Таким образом, тектонический режим этой

структурно-фациальной зоны в верхнем силуре и нижнем девоне характеризуется отсутствием каких-либо дифференцированных движений и стабильностью.

Однако в сопряженном с центральной частью Колымского массива Омудевском прогибе амплитуда тектонических движений была существенно иной. В пределах северо-восточного крыла прогиба в это геологическое время происходило накопление карбонатных осадков. Здесь отложения нижнего силура согласно сменяются белыми доломитами и пестроцветными мергелями, которые выше по разрезу сменяются коралловыми известняками. Характерно, что как на восток, по направлению к древнему ядру массива, так и на запад, по направлению к внутреннему поднятию, отделяющему это крыло прогиба от его центральной части, количество прослоев красноцветов в верхах лудлоу значительно увеличивается и они почти нацело фациально замещают белые сахаровидные доломиты. Суммарная максимальная мощность этих отложений в северо-восточном крыле, в долине р. Эльгензак около 1000 м. Она резко уменьшается в зоне внутреннего поднятия Омудевского прогиба и достигает в нижнем течении ручья Красивого 500—450 м.

Судя по типу отложений можно предположить, что в пределах северо-восточного крыла прогиба в этот этап тектонического развития происходило накопление исключительно мелководных осадков. Обилие красноцветов и рифогенных коралловых построек свидетельствует о том, что глубины моря, в которых они отлагались, видимо, не превышали двух-трех десятков метров. Следовательно, существовавший на этой территории в предыдущие этапы развития шельфовый склон несколько обмелел. Увеличение количества прослоев пестроцветных образований по направлению к предполагаемой суше и отмелям подводного вала, вероятно, указывает на аридный климат, существовавший в это геологическое время в данных широтах. Однако, несмотря на такие мелководные условия и отсутствие приноса терригенного материала с суши, в этот этап развития на крыле прогиба накопилась довольно мощная толща осадков. Так как сам тип этих осадков характерен почти для одинаковых глубин, то, следовательно, они постепенно компенсировали опускание морского дна, которое, судя по мощности накопившихся толщ, было весьма значительным. Наименьшая амплитуда погружения была характерна для внутреннего поднятия, где мощность карбонатных образований уменьшается почти вдвое. В эпоху нижнего лудлоу в его пределах, видимо, располагалась подводная отмель, в зоне которой медленно накапливались карбонатные осадки. В верхнем лудлоу и в низах девона отмель, возможно, несколько погрузилась и в ее пределах образовались благоприятные условия для роста барьерных рифов. Однако и последние по своей мощности много уступают рифогенным постройкам прибрежной части крыла. Вероятно, зона подводного вала в эту эпоху развития частью становилась мелководной, что сильно уменьшало скорость роста кораллового рифа, а это мелководье было обусловлено значительно меньшими амплитудами опускания вала по сравнению с прилежащими территориями.

В центральной осевой части Омудевского прогиба в течение верхнего силура и низов девона накопились наиболее мощные осадки, которые привели к почти полному выравниванию некомпенсированного прогиба, развивавшегося здесь в верхах ордовика и в нижнем силуре. В нижнем лудлоу в этой части Омудевского прогиба с северо-запада на юго-восток одновременно с увеличением мощности осадков от 350—400 до 1800 м происходили и резкие фациальные изменения.

На северо-востоке центральной части прогиба в нижнелудловское время накапливались мелководные карбонатные осадки, мало отличающиеся по своему составу от осадков его северо-восточного крыла. По



направлению на запад и юго-запад они на расстоянии 5—10 км фациально сменяются вначале плитчатыми, а затем пелитоморфными известняковыми фациями, нацело лишенными какого-либо органогенного материала. Характерно, что в этом направлении постепенно исчезают и пестроцветные мергели и гипсы, которые частично замещаются красными доломитизированными известняками. Почти совершенно отсутствуют в осевой зоне прогиба и белые доломиты с сероводородным запахом, наиболее широко представленные на его шельфовом склоне. Образования верхнего лудлоу и жедина также заметно фациально меняются в осевой части прогиба. На северо-востоке ее, в бассейне р. Омуки и верховьев ручья Красивого, они представлены в основном коралловыми фациями. Юго-западнее и западнее последние быстро исчезают из разреза и замещаются вначале известково-доломитовыми, а затем глинисто-известковыми осадками, среди которых коралловые разности играют подчиненную роль. В этом же направлении возрастает и мощность осадков этого возраста, увеличивающаяся от 400—500 до 1000—1100 м. Аналогичные фациальные изменения, только в обратном порядке, наблюдаются далее в северо-западном направлении от осевой зоны прогиба к его юго-западному крылу. Здесь, в узкой полосе, ширина которой не свыше 3—5 км, происходит замещение известняков нижнего лудлоу доломитами и пестроцветными мергелями с тонкими прослоями гипсов и глинистых известняков верхнего лудлоу — низов девона рифогенными коралловыми разностями. Уменьшается и общая мощность образований этого возраста от 2400—3000 до 1500—1800 м.

Далее на запад, в пределах юго-западного крыла Омuleвского прогиба, на западных отрогах хребта Тас-Хаяхта, верхний силур и низы девона вновь представлены мелководными в низах преимущественно красноцветными и карбонатными осадками с прослоями известковых конгло-блочек, а в верхней части биогермами, образованными колониальными кораллами, литологически мало чем отличающимися от отложений северо-восточного его крыла. Такое их сходство по составу делает вполне вероятным предположение, что они образовывались на одинаковых глубинах и в сходных геотектонических условиях.

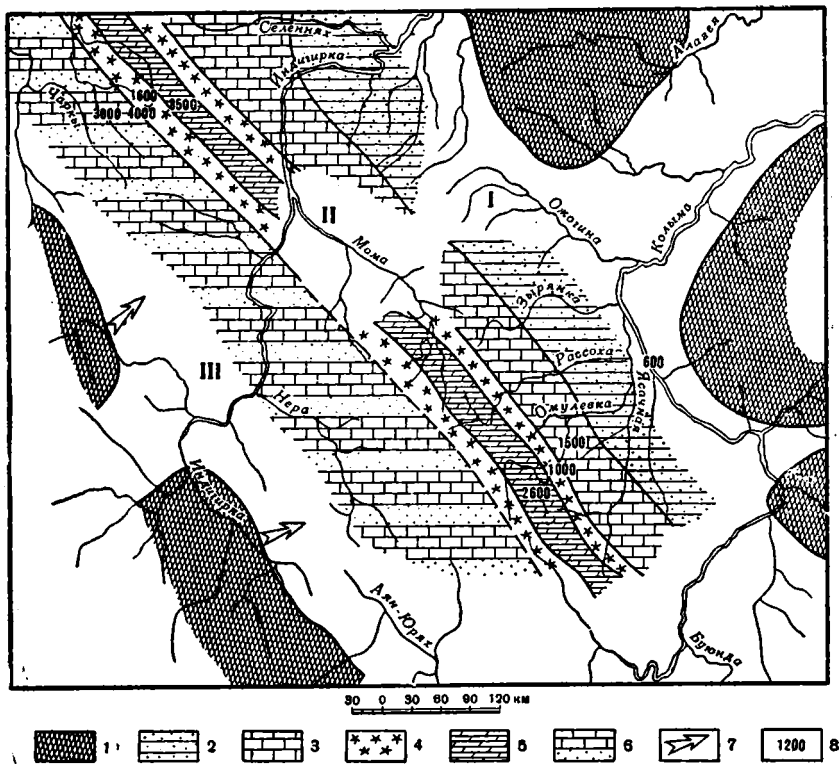
Таким образом, в этот этап тектонического развития, в то время как на крыльях Омuleвского прогиба накапливались исключительно мелководные фации, в осевой его части происходило выполнение некомпенсированного прогиба, образовавшегося во время предыдущего геотектонического этапа. Каковы же причины, вызвавшие заполнение осадками некомпенсированного прогиба? Как правило, это явление связано либо с изменением гидрохимических условий осадконакопления, в свою очередь тесно связанных с изменением глубин бассейна, либо с резким увеличением количества поступающего в прогиб терригенного материала, или же, наконец, с интенсивной подводной вулканической деятельностью. В данном конкретном примере Омuleвского прогиба это, несомненно, было обусловлено изменениями общей глубины морского бассейна. Действительно, начало нижнелудловского времени на крыльях прогиба характеризуется образованием пестроцветных, преимущественно красноцветных мергелей с тонкими прослоями красноцветных песчаников, гипсов и ангидритов. Одновременно с появлением в разрезе этих пород прекратился рост барьерных рифов, обрамляющих центральную часть Омuleвского прогиба. Как мы уже указывали, рифы растут лишь на определенной глубине и с увеличением или уменьшением ее развитие их сразу же останавливается. Образование пестроцветных пород происходило в условиях очень небольших глубин (до 5—10 м) морского бассейна, следовательно, их распространение можно связывать либо с прекращением или замедлением проги-

бания морского дна и быстрым выполнением его хемогенными осадками, либо с общим небольшим поднятием, а в связи с этим расширением участка суши. В данном случае уменьшение глубин скорее всего было связано с замедлением скорости прогибания повсеместно в пределах прогиба. В результате этого в пределах шельфового склона быстрое накопление карбонатных осадков привело к образованию обширных лагун, а область интенсивной садки хемогенного материала сместилась к западу и юго-западу, в зону осевой части Омулевского прогиба. К середине верхнелудловского века произошло почти полное выравнивание некомпенсированной части прогиба и в верхнюю половину верхнего лудлоу и в жединское время повсеместно на всей площади прогиба осадконакопление шло приблизительно на одинаковых глубинах.

Этот момент в развитии Омулевского прогиба четко фиксируется, когда повсеместно в его пределах широко развиваются коралловые постройки, образование которых не могло происходить на глубинах ниже 100—50 м. Однако в осевой части прогиба коралловые фации играли сугубо подчиненную роль, в то время как на его крыльях рост биогермов шел почти без перерыва. Вероятно, что явление было обусловлено большей скоростью погружения морского дна в центральной части прогиба по сравнению с его периферией. Поэтому в осевой его части и после выполнения некомпенсированного желоба осадконакопление шло значительно интенсивнее, чем на его крыльях.

В пределах третьей структурно-фациальной зоны — Чибгалахского прогиба — в верхнесилурийский — нижнедевонский этап развития происходило накопление литологически отличных осадочных образований. На севере Чибгалахского прогиба в строении верхнего силура и низов девона участвуют наряду с карбонатными отложениями и терригенные, составляющие почти половину всего разреза. В южной части прогиба преобладают известково-терригенные образования, среди которых имеются прослойки как коралловых известняков, так и мелкогалечных конгломератов. Общая мощность образований этого возраста здесь достигает 2500 м (фиг. 61).

Наличие в Чибгалахском прогибе терригенных образований, представленных в основном кварцевыми среднезернистыми песчаниками и песчано-глинистыми сланцами и даже мелкозернистыми конгломератами, свидетельствует о том, что в этот этап геологического развития расположенная с запада и юго-запада от него область поднятия испытывала относительно небольшое воздымание. Поступавший в прогиб терригенный материал выполнял его и, в свою очередь, не мог быть перенесен восточнее через зону мелководья и барьерных рифов юго-западного крыла Омулевского прогиба. Амплитуда опускания в Чибгалахском прогибе, если судить по однородности накопившихся осадков, в начале верхнего силура постоянно компенсировалась накопляющимися в нем образованиями. В верхах верхнего силура, когда обломочный материал поступал в прогиб в незначительном количестве, в его пределах начали накапливаться хемогенные карбонатные и органогенные образования, мало отличавшиеся от осадков, отлагавшихся в Омулевском прогибе. Интенсивность погружения Чибгалахского прогиба на этом этапе тектонического развития, вероятно, была несколько больше, чем в сопряженных с ним с востока районах, хотя мощность отложений верхнего силура и низов девона, накопившихся в нем, и меньше, чем в осевой части Омулевского прогиба. Этот вывод основывается на том, что в центральной части Омулевского прогиба на протяжении нижнелудловского и нижней половины верхнелудловского времени хемогенные осадочные образования не только по мощностям соответствовали величине погружения ее в это время, но и заполняли некомпенси-



Фиг. 61. Литолого-фациальная схема верхнего силура — нижнего девона западной части Колымского срединного массива.

1 — области суши; 2 — песчаники и коралловые известняки; 3 — хемогенные и коралловые известняки; 4 — коралловые рифы; 5 — хемогенные известняки; 6 — чередование терригенных и карбонатных пород; 7 — направление сноса обломочного материала; 8 — мощность пород.

I — восточная часть Колымского массива; II — Омудевский прогиб; III — Чибагалахский прогиб.

рованный прогиб, образовавшийся здесь на предыдущем этапе тектонического развития. Так как глубина некомпенсированного прогиба к концу венлока достигла почти 1300 м, то, следовательно, амплитуда прогибания в центральной части Омудевского прогиба не превышала 1400—1600 м и была значительно меньше, чем в Чибагалахском прогибе.

Итак, верхнесилурийский — нижнедевонский этап тектонического развития характеризуется общим уменьшением амплитуды отрицательных тектонических движений. К концу его повсеместно наблюдается значительное обмеление морского бассейна и образование лагун в его прибрежной части. Этот этап развития как бы завершает нижнепалеозойскую историю развития региона. В последующую эпоху произошли существенные изменения в тектонической структуре его восточной части.

### Нижний девон — нижний карбон

Крупный этап тектонического развития юго-западной части Колымского массива, охватывающий промежуток от кобленцкого яруса нижнего девона до визейского яруса нижнего карбона включительно, является последним этапом в ниже- и среднепалеозойской истории

этой территории. Несмотря на то, что в этот этап развития выделяются эпохи наиболее интенсивных поднятий и прогибаний, он в целом является единым для выделенных палеозойских структурно-фациальных зон и повсеместно завершился в их пределах прекращением осадконакопления и складчатостью.

В самом начале этого этапа тектонического развития на востоке области, в пределах восточной части Колымского массива, выделяются два района с различным по типу осадконакоплением. В восточном из них, располагавшемся на территории правобережья Колымы и являвшемся сушей в верхнесилурийско-нижнедевонское время, происходило накопление грубых терригенных осадков, которые залегают непосредственно на рифейских отложениях. В основании они представлены крупногалечными конгломератами, которые выше сменяются среднезернистыми песчаниками с флорой, а затем известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками с одиночными колониальными кораллами, общей суммарной мощностью до 500 м. В западной части древнего ядра массива в это же геологическое время накапливались морские мелководные хемогенные карбонатные осадки, литологически очень сходные с подстилающими образованиями низов нижнего девона. Их мощность невелика и максимально достигла 300—350 м.

Среднедевонское время характеризуется широкой трансгрессией, в эпоху которой осадконакопление происходило по всей территории восточной части Колымского массива. На юго-востоке этой структурной зоны, где накопление осадков началось впервые после длительного перерыва, охватывавшего первые два этапа развития ниже- и среднепалеозойской истории, образования среднего девона представлены терригенным комплексом, сложенным конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, среди которых имеются лишь отдельные прослои брекчиевидных и коралловых известняков. В основном терригенные породы распространены в этой части ядра массива и там, где в нижнем девоне происходило формирование сходных с ними грубообломочных образований. На западе древнего ядра массива в низах среднего девона также преобладают песчаники и алевролиты, содержащие флору, которые перекрывают карбонатные отложения верхов нижнего девона. Выше эти породы сменяются вновь известняками и известково-глинистыми сланцами, а затем туфами кислых эффузивов.

Повсеместно мощностью среднего девона в центральной части Колымского массива около 500 м.

В верхнедевонское — нижнекаменноугольное время началось постепенное воздымание восточной части Колымского срединного массива, сопровождавшееся вулканической деятельностью по крупным разрывным нарушениям. На востоке этой структурно-фациальной зоны верхи среднего и верхнего девона представлены кислыми эффузивами и их туфами, мощностью до 1000 м, излияние которых, вероятно, происходило по Право-Колымскому тектоническому шву. На северо-западе ее, в пределах современного Алазейского плоскогорья, верхний девон сложен дацитами и андезитами, мощность которых, видимо, не превышает 300—400 м. Излияние этих образований, возможно, происходило по глубинным разломам, расположенным севернее этих районов и в настоящее время перекрытых мезо-кайнозойским чехлом. В отличие от этих районов древнего ядра массива в юго-западной части его в верхнем девоне и нижнем карбоне происходило накопление морских карбонатных осадков, чередовавшихся с обломочными образованиями, среди которых лишь в узкой зоне шириной до 10—20 км, приуроченной к Арга-Тасскому глубинному шву, имеются прослои гиалобазальтов, их туфов и туфогенных конгломератов. Мощность этих отложений суммарно не свыше 500 м.

Суммируя изложенные выше данные, следует остановиться на некоторых общих выводах о характере тектонических движений для данной территории в эпоху верхов нижнего девона — нижнего карбона. Начало этого этапа развития ознаменовалось относительным опусканием восточной части древнего ядра и интенсивным разломом прилегающей к ней с востока обширной площади Омолонского массива. Возможно, что эта зона опускания представляла собой шовный прогиб и отделялась приподнятым валом, располагавшимся в районе современного свода Приколымского поднятия. Последний, вероятно, также был источником терригенного материала, однако отсюда сносились как на восток, так и на запад преимущественно тонкообломочные осадки.

В западной части древнего ядра в верхах нижнего девона осадконакопление происходило значительно быстрее, чем в предыдущую эпоху, что объясняется также, видимо, быстрым опусканием этой территории. Присутствие в этих разрезах песчаников и сланцев является еще одним доказательством возможного наличия подводного вала в осевой части Приколымского поднятия, о котором говорилось несколько выше.

В среднедевонскую эпоху мелководные морские условия уже существовали на всей площади центральной части Колымского массива. На востоке и юго-востоке этой территории в начале среднедевонского времени продолжалась накопление терригенных осадков, однако они формировались на значительно большей площади, чем в нижнедевонское, на что указывает перекрытие этими породами как отложений нижнего девона, так и рифея. Обломочный материал в это время поступал в погружавшиеся участки, видимо, в основном с востока, с приподнятой западной части Омолонского массива. Возможно, что районы накопления терригенного комплекса осадков не представляли собой единого морского бассейна, а это была сложная система широких заливов, разделенных островами. В этом случае источники сноса могли располагаться и непосредственно рядом с зонами осадконакопления. Следует отметить, что в западную часть древнего ядра массива поступало незначительное количество терригенного материала и здесь вплоть до верхней половины среднего девона продолжалось накопление мелководных карбонатных образований с обильной шельфовой фауной. Верхи среднего девона явились эпохой заложения крупных региональных разломов (или возобновления движений по ним). Такими разломами являются Право-Колымский тектонический шов, разделявший древнее ядро Колымского массива и Омолонский массив, Арга-Тасская зона разломов, прослеживающаяся по границе древнего ядра Колымского массива и Омулевского прогиба, и предполагаемое крупное разрывное нарушение, ограничивающее на севере Алазейское поднятие. Вертикальные перемещения по этим разломам сопровождалось во время живетского века излияниями кислых и основных эффузивных пород. Эти излияния в пределах Алазейского поднятия скорее всего были континентальными, как и на Омолонском массиве, однако у нас отсутствуют какие-либо данные, подтверждающие это предположение. В более южных районах на западном крыле Приколымского поднятия эффузивная деятельность проходила в зоне мелководного шельфа, на что указывают чередующиеся с кислыми и основными лавами линзы и прослои известково-органических осадков. В верхах среднего девона блоковые перемещения сопровождалось внедрением небольших по своим размерам гипабиссальных интрузий гранитоидов, абсолютный возраст которых, по определениям Л. В. Фирсова, около 335—255 млн. лет, однако возможно, что значительная часть этих определений завышена, так как галька очень сходных гранитов встречается в конгломератах верхнего девона.

В верхнедевонское и нижнекаменноугольное время почти вся территория центральной части Колымского массива воздымалась. Осадконакопление происходило только в отдельных депрессиях на юге и юго-востоке этого района, где формировался относительно мощный известково-терригенный осадочный комплекс. По крупным разрывным нарушениям продолжалось излияние кислых и основных эффузивов, хотя площадь их распространения становится и значительно меньшей. Эти покровы перекрывали локальные зоны шириной не свыше 20—50 км, вытянутые вдоль линии основных разрывных нарушений, о которых говорилось выше.

В конце нижнего карбона постепенное воздымание территории центральной части Колымского массива привело к полному прекращению осадконакопления в ее пределах.

В нижнедевонский — нижнекаменноугольный этап тектонического развития в пределах Омудевского прогиба продолжалось накопление мощных, преимущественно карбонатных осадков, сменивших органические образования низов нижнего девона. Так же, как и в предыдущие этапы развития, в девонское и нижнекаменноугольное время в различных частях прогиба фации и мощности морских отложений отличаются друг от друга, подчеркивая тем самым различия в интенсивности тектонических движений в их пределах. Отличается характер тектонического развития и для отдельных, более кратковременных эпох этого этапа развития.

В первую стадию описываемого этапа, охватывающую верхи нижнего и нижнюю половину среднего девона, в пределах юго-западного крыла Омудевского прогиба отлагались карбонатные, преимущественно органические образования, среди которых только в подчиненном количестве встречаются песчано-сланцевые и сланцевые фации. Повсеместно мощности этих отложений постепенно увеличиваются с северо-востока на юго-запад, т. е. по направлению от периферии древнего ядра массива, от 600 до 1000 м, а затем у поднятия, отделявшего осевую часть прогиба от его юго-западного крыла, вновь уменьшаются до 600 м. В зоне этого поднятия, как и в предыдущие эпохи, происходило формирование наиболее мелководных осадков. Отложения жединского и эйфельского ярусов здесь представлены темными песчанистыми известняками, переполненными ракушечняковым бентосом, которые быстро сменяются чередованием глинистых сланцев, алевролитов и мергелей, также содержащих обильную донную фауну; мощность пород на своде этого поднятия не превышает 360—400 м.

Всего в нескольких километрах на запад и юго-запад происходит резкая смена пачки ракушечняковых известняков более массивными доломитизированными и пелитоморфными разностями, в которых количество захороненных донных организмов довольно заметно сокращается. Так, в узкой осевой части Омудевского прогиба на восточном склоне хребта Тас-Хаяхтах разрез пород этого возраста сложен тонкоплитчатыми известняками и известково-глинистыми сланцами, мощность которых достигает 1200—1400 м.

Эти образования в юго-западном крыле Омудевского прогиба фациально замещаются коралловыми известняками и известково-глинистыми сланцами, причем сланцы далее на восток постепенно выклиниваются и сменяются карбонатными органическими образованиями. Суммарная мощность пород этого возраста около 800—1000 м.

В верхах среднего девона, в живетское время, т. е. в ту геологическую эпоху, когда в пределах древнего ядра массива тектонические движения проявились наиболее интенсивно, в Омудевском прогибе также отмечается резкая дифференциация тектонических движений, которая особенно четко устанавливается по различному типу

накопившихся образований в отдельных частях прогиба и их мощностям.

В верхах среднего девона во внешней части северо-восточного крыла Омuleвского прогиба происходило накопление терригенных образований, в основном пестроцветных песчаников с псилофитовой флорой, среди которых имеются прослой внутрiformационных конгломератов с галькой, вероятно, рифейских кварцитов. Мощность этой пестроцветной пачки обычно не превышает 300—350 м. По направлению на юго-запад песчаники постепенно замещаются глинисто-мергелистыми сланцами, а конгломераты — гравеллитами. Однако в этой пачке появляются прослой гипсов и ангидритов, мощность которых с востока на запад быстро возрастает от 30 до 100—150 м. Одновременно возрастает и общая мощность пород этого возраста до 500—600 м.

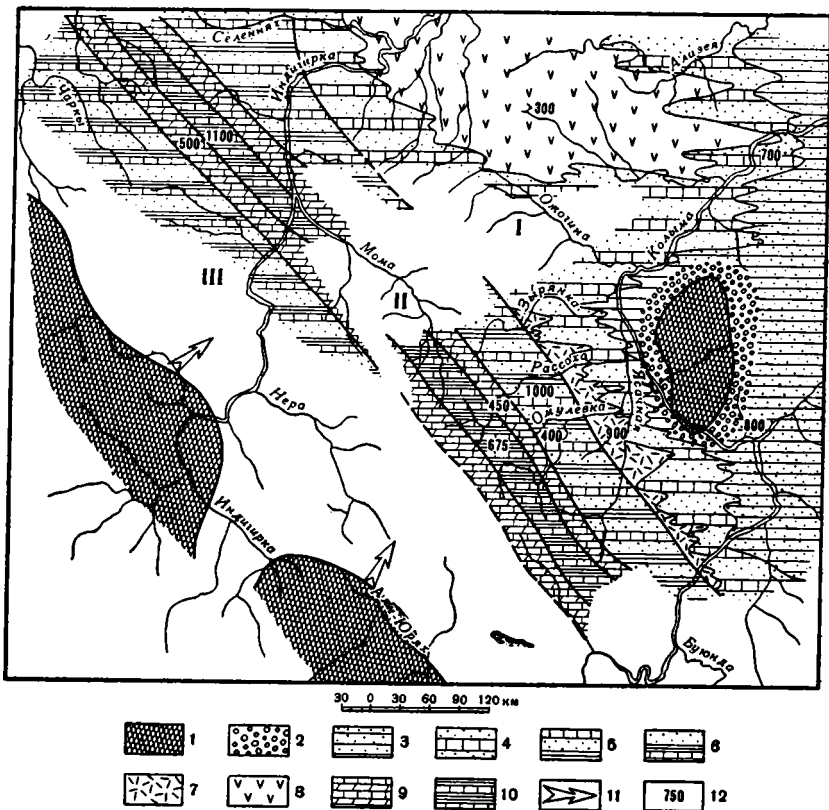
В нескольких километрах юго-западнее от описанных выше районов образования этого возраста представлены уже целиком отложениями морских лагун. Здесь полностью красноцветные песчаники фациально замещаются пестроцветными мергелями и доломитами, чередующимися с тонкими прослоями гипсов и ангидритов, общая мощность которых сокращается до 200 м. Еще западнее, в пределах поднятия, отделяющего северо-восточное крыло Омuleвского прогиба от его центральной части, наблюдается дальнейшее сокращение мощности пестроцветов живетского яруса до 90—120 м, хотя литологический состав их остается прежним.

В центральной осевой части Омuleвского прогиба, сразу же за внутренним краевым поднятием его северо-восточного крыла, происходит резкая смена фаций в породах этого возраста. В этой части прогиба, на расстоянии всего 3—5 км, мощность красноцветов резко сокращается до 10—25 м, причем гипсы и ангидриты полностью выклиниваются. В живетское время здесь происходило накопление в основном карбонатных отложений, преимущественно известково-глинистых сланцев, известняков и доломитов, среди которых часто встречаются прослой коралловых разностей. Мощность этих образований максимально достигает 600—800 м.

В верхах среднего девона в юго-западном крыле Омuleвского прогиба, в отличие от осевой части его, вновь преобладают пестроцветные образования — красные и зеленовато-желтые мергели и песчаники, чередующиеся с прослоями таких мелководных карбонатных отложений, как оолитовые и ракушняковые известняки. Характерно, что в пределах этой части структурно-фациальной зоны с востока на запад резко возрастает и мощность прослоев и линз ангидритов и гипсов. Если во внутренней части крыла, непосредственно примыкающей к центральной части прогиба, мощность их обычно не превышает 10—15 м, то во внешней западной части, в долине р. Туостах, она измеряется сотнями метров (до 200—250 м), причем эти отложения полностью фациально замещают карбонатные образования (фиг. 62).

Во всех частях Омuleвского прогиба мелководные и лагунные отложения верхов среднего девона постепенно сменяются в целом карбонатными отложениями верхнего девона и нижнего карбона. Фациально они существенно отличаются от подстилающих их образований, хотя общие закономерности в распределении относительно мелководных и глубоководных зон в это геологическое время наследуются от предыдущей тектонической истории.

В верхах девона и нижнем карбоне во внешней восточной части северо-восточного крыла накопились в основном мелководные карбонатные образования, среди которых имеются горизонты терригенных пород и известково-пепловых туфов, туффитов и кремней. Следует отметить, что вулканогенно-осадочные отложения известны лишь в той



Фиг. 62. Литолого-фациальная схема среднего девона западной части Колымского срединного массива.

1 — области суши; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — чередование песчаников и известняков; 5 — чередование песчаников, сланцев и известняков; 6 — терригенные породы с отдельными прослоями известняков; 7 — трещинные излияния базальтов; 8 — покровы основных эффузивов; 9 — пестроцветные мергели и эвапориты; 10 — глинистые сланцы и известняки; 11 — направление сноса обломочного материала; 12 — мощность пород.

I — восточная часть Колымского массива; II — Омuleвский прогиб; III — Чибгалахский прогиб.

части крыла, которая по Арга-Тасской зоне разломов глубинного заложения сопрягается с древним ядром массива. Западнее количество пирокластического материала быстро сокращается и уже в 50—80 км от зоны разломов он полностью отсутствует. Очень сходно происходит и выклинивание в разрезе кремнистых прослоев, наличие которых, видимо, также связано с вулканической деятельностью в нижнем карбоне по Арга-Тасской зоне разломов. Общая мощность этих образований на крайнем востоке прогиба около 600 м; на запад она постепенно увеличивается до 800—1000 м. В западной части северо-восточного крыла прогиба мощность пород этого возраста постепенно сокращается до 500 м.

В пределах поднятия, отделявшего это крыло прогиба от его центральной части, верхний девон и нижний карбон представлены мелководными карбонатными образованиями, среди которых преобладают органогенные, коралловые и доломитизированные известняки. Мощность их около 600 м. Необходимо отметить, что породы этого возраста по простиранию в зоне поднятия испытывают значительные фациальные изменения и отдельные пачки резко изменяются в мощности.



Западнее и северо-западнее, в осевой части прогиба, были установлены лишь отложения нижней половины верхнего девона, которые сложены в основном пелитоморфными известняками и доломитами видимой мощностью до 600 м. Если предположить, что так же, как в низах разреза этого возраста, в центральной части происходило резкое увеличение мощности и более верхних горизонтов, то общая суммарная мощность верхнего девона и нижнего карбона здесь могла более чем вдвое превышать мощность одновозрастных пород его северо-восточного крыла. Следовательно, осевая часть прогиба, вероятнее всего, и в это геологическое время была зоной наиболее интенсивного погружения и быстрого осадконакопления.

В юго-западном крыле Омuleвского прогиба верхнедевонские и нижнекаменноугольные образования представлены мелководными органическими и плитчатыми известняками и сланцами, среди которых в нижнем карбоне встречаются прослои известковых туфов основного состава. Нередко карбонатные образования в этой части прогиба битуминозные. Общая мощность отложений этого возраста в пределах юго-западного крыла около 1000—1100 м. Здесь, как и во всем Омuleвском прогибе, осадконакопление прекратилось в конце нижнего карбона.

Итак, тектоническая история Омuleвского прогиба в эпоху нижнедевонского — нижнекаменноугольного этапа развития характеризуется следующими общими особенностями. В начале этого этапа, во второй половине нижнего девона, происходило интенсивное опускание почти всей территории прогиба, сопровождавшееся быстрым осадконакоплением. Разделение в целом единого прогиба на внешние крылья и внутреннюю осевую часть устанавливается для этой стадии тектонического развития не менее четко, чем во время предыдущей истории. На крыльях прогиба существовали мелководные морские условия и происходило накопление органических карбонатных осадков, в то время как в центральной его части относительно быстрое опускание морского дна сопровождалось отложением преимущественно хемогенного карбонатного комплекса и темных известково-глинистых илов.

Верхняя половина среднего девона явилась эпохой проявления наиболее резких дифференционных движений. В это геологическое время уменьшение скоростей опускания крыльев Омuleвского прогиба и быстрое заполнение мелководного морского бассейна преимущественно терригенными осадками привели к возникновению здесь лагунных и лагунно-континентальных условий осадконакопления; началось формирование пестроцветных образований, чередовавшихся с прослоями эвапоритов. Следует отметить, что наиболее мощные осадки в живетский век накопились на северо-восточном крыле Омuleвского прогиба, в зоне, непосредственно примыкающей к древнему ядру массива. Только здесь накапливались терригенные образования, обломочный материал которых поступал, видимо, с востока и северо-востока, т. е. с поднятий, расположенных в пределах древнего ядра. На границе между осевой частью Омuleвского прогиба и его северо-восточным крылом узкий продольный вал отделял лагуны от области морской хемогенной седиментации. Очевидно, скорость прогибания в осевой части прогиба была значительно больше, чем на ее крыльях, так как мощность образований, накопившихся в осевой части Омuleвского прогиба, почти в два раза превышает мощность одновозрастных отложений на его крыльях. В последнюю, заключительную стадию нижнедевонского — нижнекаменноугольного этапа тектонического развития, в эпоху верхнего девона — нижнего карбона, повсеместно в пределах Омuleвского прогиба происходило накопление карбонатных отложений. Лишь в узких зонах, локально приуроченных к региональным разломам глубинного заложения, имеются прослои вулканогенных образований. Следова-

но, можно предполагать, что в верхнедевонское время увеличилась скорость опускания морского дна в пределах прогиба и морские лагуны на его крыльях сменились шельфом открытого морского бассейна. Одновременно с резкими опусканиями всей территории прогиба усилилась вулканическая деятельность вдоль разломов, обрамляющих ее. Характерно, что в этот этап мощное прогибание происходило не только в осевой части прогиба, но и на внешних частях его крыльев. Видимо, это явление было обусловлено тем, что вдоль зон региональных разломов образовались узкие, относительно быстро погружавшиеся депрессии, которые заполнялись как карбонатными, так и вулканогенными образованиями. К концу нижнекаменноугольного времени в пределах Омuleвского прогиба осадконакопление полностью прекратилось и уже в среднекаменноугольную эпоху произошло общее воздымание этой территории.

Остановимся теперь на истории тектонического развития в девоне и нижнем карбоне третьей структурно-фациальной зоны — Чибагалахского прогиба.

В начале этого этапа развития Чибагалахский прогиб, видимо, представлял собой относительно приподнятую область, так как в его пределах не происходило осадконакопления. Возможно, что его территория в верхах нижнего девона не являлась сушей или областью сноса обломочного материала, так как последний нацело отсутствует в осадках этого возраста в соседнем юго-западном крыле Омuleвского прогиба, а была областью устойчивого мелководья, в пределах которого происходило накопление маломощных образований, размытых в последующую эпоху.

Общее погружение всей территории Чибагалахского прогиба началось в нижней половине среднего девона, когда происходило формирование мощного терригенного комплекса. Основание последнего слагают конгломераты, которые выше сменяются песчаниками и сланцами, чередующимися с редкими прослоями известняков.

В конгломератах имеется галька кварцитов, т. е. пород, отсутствующих среди подстилающих отложений и в Омuleвском прогибе. Это позволяет предполагать, что снос терригенного материала шел с запада или юго-запада, вероятно с поднятия, погребенного в настоящее время под мезозем, которое лежало на северном продолжении Охотского массива и являлось западным ограничением Чибагалахского прогиба. Очевидно, эта кордильера в эпоху среднего девона представляла собой область интенсивных поднятий, поставлявшую на восток обильный обломочный материал. Таким образом, в среднем девоне относительно резкие дифференцированные тектонические движения проявились и в этой структурно-фациальной зоне.

В верхнедевонское время как в Омuleвском, так и в Чибагалахском прогибе отлагались преимущественно мелководные карбонатные образования, общей мощностью около 800 м. Вероятно, в нижней половине верхнего девона морской бассейн занимал обширную область и к западу от Чибагалахского прогиба. В конце верхнего девона и в нижнем карбоне началась быстрая регрессия моря. В пределах Чибагалахского прогиба закончилась кратковременная стадия накопления отложений карбонатного ряда и прогиб вновь заполняют терригенные образования. Видимо, параллельно с быстрым погружением его соседние, западные, области воздымались и обломочный материал с них поступал в депрессии в большом количестве. Только за это геологическое время в Чибагалахском прогибе накопилась толща терригенно-обломочных пород свыше 1500 м.

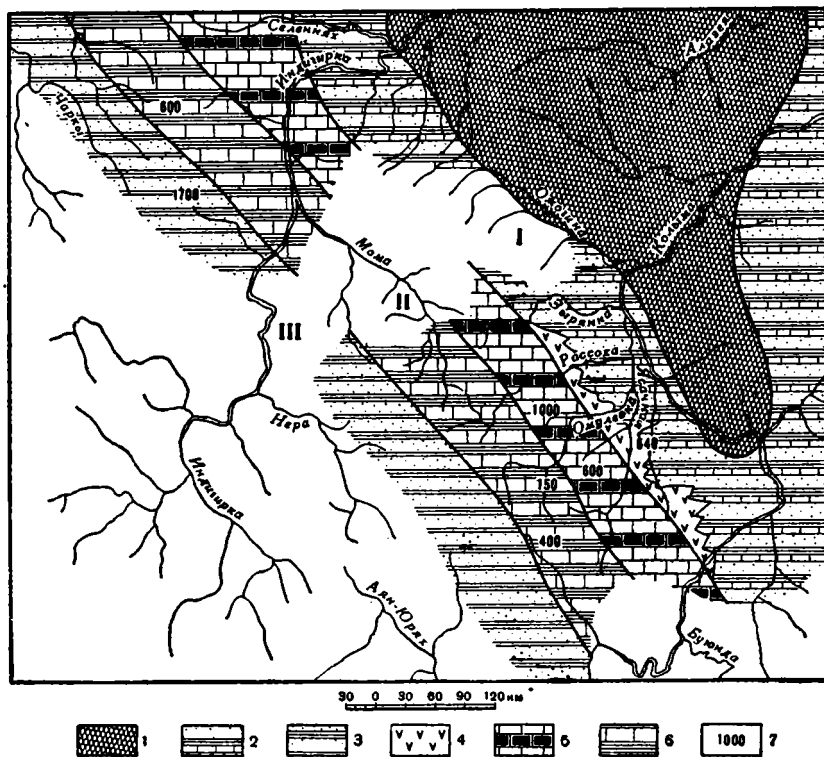
Так как общая мощность образований от среднего девона до нижнего карбона включительно, заполнявших прогиб, достигает 3500 м, что

значительно превышает мощность пород этого возраста в Омuleвском прогибе, то можно предполагать, что интенсивность тектонических движений в первой из этих двух структурно-фациальных зон была несомненно выше, чем в области, граничащей с ней с востока. Мы не имеем каких-либо достоверных данных о распространении в Чибгалахском прогибе отложений верхнего палеозоя. Весьма вероятно, что здесь к началу этого времени полностью прекратилось осадконакопление и общее воздымание этой территории сменилось интенсивной складчатостью верхнепалеозойского возраста.

Заканчивая описание истории тектонического развития всего региона в девоне и нижнем карбоне, необходимо еще раз подчеркнуть некоторые ее основные черты. В начальную стадию этого этапа развития в пределах почти всей изученной области отмечаются условия относительной тектонической стабилизации. Даже в осевых частях прогибов значительно сокращаются скорости опускания, что привело к существенному уменьшению мощности накопившихся осадков. В конце нижнего и начале среднего девона тектонические движения заметно активизируются. Новое быстрое погружение, особенно четко фиксируемое в осевых частях прогибов, захватило и прилегающие с востока области древнего ядра Колымского массива. В краевые части Омuleвского прогиба и в Чибгалахский прогиб проступил обильный терригенно-обломочный материал. Наиболее резко возросла активность тектонических движений в структурно-фациальных зонах во второй половине среднего девона. В эту эпоху в пределах древнего ядра массива происходило внедрение кислых гипабиссальных интрузий — резкие перемещения по разломам, обрамлявшим эту зону, сопровождались излияниями основных и кислых эффузивов, которые образовывали покровы платформенного типа. В более западной структурно-фациальной зоне, в пределах Омuleвского прогиба, в это геологическое время амплитуда погружения заметно сокращается, тогда как в осевой его части она была очень велика. В верхах среднего девона в Чибгалахском прогибе происходило накопление в основном обломочных образований, которые были принесены с запада и юго-запада. Последние могут, видимо, служить доказательством как быстрого погружения этой зоны, так и не менее активного воздымания областей сноса, т. е. поднятий, отделявших ее от более западных районов, непосредственно граничащих с Сибирской платформой.

Эпоху активизации тектонических движений в верхах среднего девона сменила эпоха относительного покоя, охватившая весь верхний девон. В это геологическое время резкие различия между структурно-фациальными зонами стирались и почти повсеместно происходило накопление карбонатных осадков. Следует лишь отметить, что если в центральной части массива, на крыльях Омuleвского прогиба и в Чибгалахском прогибе осадконакопление происходило в мелководных условиях, то в осевой части Омuleвского прогиба хемогенные образования преобладают и свидетельствуют о более глубоководных условиях осадконакопления. Интенсивность погружения в эту эпоху достигала наибольших величин в Чибгалахском прогибе.

В нижнем карбоне вновь происходило заметное усиление вертикальных движений. Общая тенденция к воздыманию, проявившаяся в конце среднего девона, не менее резко была выражена и в нижнем карбоне (фиг. 63). Такие движения привели к тому, что значительная часть этого региона стала сушей и осадконакопление здесь полностью прекратилось. Только у зон региональных разломов были расположены относительно опущенные участки, в пределах которых происходило отложение морских терригенных и карбонатных образований. К этим зонам разломов в эту эпоху были приурочены и излияния эффузивов



Фиг. 63. Литолого-фацциальная схема нижнего карбона западной части Колымского срединного массива.

1 — области суши; 2 — известково-песчано-сланцевые отложения; 3 — песчаники с прослоями сланцев; 4 — трещинные излияния базальтов; 5 — кремнистые и туфогенные известняки; 6 — известняки и сланцы; 7 — мощность пород.

I — восточная часть Колымского массива; II — Омуповский прогиб; III — Чибгалахский прогиб.

основного состава. В Омуповском прогибе намечается тенденция к миграции области максимальных прогибов на восток, к древнему ядру массива. Расположенные здесь узкие линейные зоны погружения заполнялись в основном отложениями карбонатного ряда с подчиненными по мощности прослоями вулканогенных и кремнистых образований. В пределах Чибгалахского прогиба в нижнем карбоне интенсивное погружение компенсировалось потупавшим сюда с запада терригенно-обломочным материалом. Особо следует отметить, что повсеместно снизу вверх по разрезу морские отложения нижнего карбона становятся все более и более мелководными, тем самым как бы предопределяя, что почти одновременно на всей изученной территории заканчиваются морские условия седиментации. К концу нижнекаменноугольного времени общее поднятие описываемой области привело к прекращению осадконакопления.

Отложения средне- и верхнекаменноугольного возраста отсутствуют во всех трех палеозойских структурно-фацциальных зонах, а породы нижней перми с резким угловым несогласием перекрывают структуры нижнего и среднего палеозоя в Омуповском и Чибгалахском прогибах. Следовательно, эпоха складчатости в пределах последних падает на верхнюю половину каменноугольного времени.

Кратко остановимся на характере дислокаций, образовавшихся в эту эпоху. В пределах древнего ядра Колымского массива — это разде-

ленные равными по ширине пологими сводами широкие впадины, в границах которых породы слабо наклонены на крыльях. Ширина таких структур обычно около 70—100 км, а длина превышает 250—300 км. По направлению на запад эти структуры сменяются тектоническими формами значительно меньших размеров. В пределах северо-восточного крыла Омuleвского прогиба преобладают широкие брахиантиклинали и брахисинклинали с крутым залеганием пород на крыльях и пологими сводами. Как правило, длина этих складок не превышает 50—70 км, а ширина 25—30 км. В центральной части Омuleвского прогиба положительные структуры представлены в основном брахиантиклиналями, а отрицательные узкими линейными синклиналями. Размеры этих складок приблизительно такие же, как и в северо-восточном крыле этого прогиба. В крайней западной части Омuleвского прогиба, в пределах его юго-западного крыла, наблюдается постепенная смена брахискладок линейными структурами. Здесь преобладают узкие линейные антиклинальные и синклинальные складки с крутыми, почти вертикальными крыльями и узкими замками.

Палеозойские образования Чибагалахского прогиба еще более сложно дислоцированы. Крупные линейные складки в его пределах осложнены по крыльям запрокинутыми изоклинальными структурами более мелких порядков.

Таким образом, по направлению с востока на запад степень дислоцированности пород палеозоя постепенно увеличивается. На основании этого можно предполагать, что складкообразовательные движения в пределах территории Чибагалахского прогиба, наиболее интенсивно проявившиеся в среднем и верхнем карбоне, захватили и всю площадь Омuleвского прогиба и постепенно затухали в восточном и северо-восточном направлениях. Они очень слабо или почти совсем не проявились в районе древнего ядра Колымского массива.

С эпохой замыкания палеозойских прогибов и складчатости связана незначительная по своим масштабам и размерам магматическая деятельность. Породы палеозойского возраста в пределах Омuleвского и Чибагалахского прогибов прорваны многочисленными дайками габбро и габбро-диабазов, галька которых встречается в базальных конгломератах нижней перми. Кроме того, как уже указывалось, определения абсолютного возраста небольших по своим размерам гранитных массивов, таких, как Учатский массив Омuleвских гор, Муниязканский массив восточного склона хребта Тас-Хаяхта, свидетельствуют об их верхнепалеозойском — нижнемезозойском возрасте. Возможно, что эти определения абсолютного возраста гранитоидов (200—210 млн. лет) несколько завышены и внедрение последних происходило в верхнекаменноугольную эпоху одновременно с основным этапом палеозойской складчатости в пределах северо-восточной Азии. Такое предположение вполне вероятно, так как среди нижнепермских конгломератов были встречены гальки щелочных пород и биотитовых гранитов.

### **Некоторые общие замечания о типах палеозойских прогибов**

Итак, суммируя изложенные выше данные по истории развития в нижнем и среднем палеозое юго-западной части Колымского срединного массива, необходимо остановиться на некоторых общих вопросах тектонического развития выделенных структурно-фациальных зон. В пределах восточной части Колымского массива в палеозойское время происходило накопление только мелководных морских и континентальных толщ. Вулканогенные образования кислого и основного состава в пределах древнего ядра массива образуют пологие покровы. Общая мощность отложений нижнего и среднего палеозоя в этом районе нигде

не превышает 2000 м. Эти образования смяты в крупные пологие складки, а на значительных площадях породы залегают почти горизонтально. Поэтому можно полагать, что древнее ядро Колымского массива в эпоху нижнего и среднего палеозоя было сравнительно устойчивым и весьма сходно по своему строению с древними платформами. В отличие от этого района обширная территория Омuleвского и Чибгалахского прогибов в нижнем и среднем палеозое представляли собой тектонически активную область. На протяжении длительного отрезка геологической истории в ее пределах происходили интенсивные опускания, которые компенсировались накоплением мощных отложений. Как Омuleвский, так и Чибгалахский прогибы имели линейную форму. Длина их, вероятно, не превышала 500—800 км и, возможно, 1000 км, а ширина максимально достигала 150—180 км. Породы, отлагавшиеся в этих прогибах, преимущественно морские. В них отсутствуют вулканогенные образования, за исключением узких локальных зон, протягивающихся вдоль региональных разломов глубинного заложения. Среди морских отложений широко распространены карбонатные образования. Терригенные породы известны в северо-восточном крыле Омuleвского прогиба и в Чибгалахском прогибе. В пределах последнего они слагают более, чем половину разреза нижнего и среднего палеозоя. Общая мощность осадочных толщ этого возраста в Омuleвском прогибе достигает 12 000—14 000 м, а в Чибгалахском — более 8000 м, хотя здесь и не известны отложения среднего и нижнего ордовика, мощность которых в Омuleвском прогибе не менее 6000 м. Завершилось тектоническое развитие прогибов складчатостью, не сопровождавшейся активной магматической деятельностью.

Вопрос о том, принадлежат ли оба названных прогиба к категории геосинклинальных структур, требует разбора. По общему определению Н. С. Шатского (1946), геосинклинали представляют собой «простые синклиналеобразные формы, обладающие длительным прогибанием, в результате которого образуются очень мощные призмы осадочных и магматических пород». В нашем случае магматические породы имеют крайне незначительное развитие или отсутствуют.

Большинством исследователей классификация геосинклинальных прогибов проводилась по характеру выполняющих их образований и по интенсивности магматизма. Впервые такая классификация была предложена Штилле (Schtille, 1940), разделившего их на эвгеосинклинальные, выполненные преимущественно вулканогенными формациями, и миогеосинклинальные, обычно менее магматичные или даже амагматичные зоны; последние обычно характеризуются меньшей напряженностью складчатых дислокаций и более слабым метаморфизмом слагающих их осадочных толщ. В последующие годы эта классификация геосинклиналей (ортогеосинклиналей) была использована Кэем (1955) при описании геосинклинальных прогибов Северной Америки. Он также отмечал, что «характерными признаками миогеосинклиналей являются их линейность, их положение между кратонами и малое количество в них вулканогенных пород» (Кэй, 1955, стр. 22). Почти в те же годы М. В. Муратовым (1949) была предложена более дробная классификация геосинклинальных прогибов. Среди геосинклиналей, почти лишенных вулканогенных образований (миогеосинклиналей), им выделялись два типа прогибов: известняковые прогибы, свойственные периферическим частям геосинклинальных областей или срединных массивов с наименьшей подвижностью, и флишевые прогибы, по крайней мере ограниченные с одной стороны кордильерами значительно большей подвижности. Флишевые прогибы обычно характерны для заключительных стадий геосинклинального развития и часто развиваются на основе прогибов, выполненных сланцево-граувакковой формацией.

Рассматривая вопрос о соотношении мио- и эвгеосинклинальных зон, некоторые исследователи считают, что эти зоны только последовательно сменяют друг друга в одной складчатой области, но каждая из них может образовывать самостоятельные геосинклинальные системы, иногда разделяемые срединными массивами. Такое мнение в нашей литературе высказывали В. Е. Хаин и Ю. М. Шейнманн (1960).

Упомянутые авторы ставили эту проблему в общей форме. Что же касается конкретно Верхояно-Чукотской складчатой области, то Ю. М. Пушаровский в серии своих работ (1956, 1960<sup>1, 2</sup>, 1961) предложил совершенно иной аспект ее освещения. Стремясь подчеркнуть специфику в строении и геологической истории крупнейших зон прогибания, существовавших в палеозое на Северо-Востоке СССР и в ряде других районов Арктики, он не считал возможным применить для них термин «миогеосинклиналь», а поставил эту категорию структур между собственно геосинклинальными и платформенными образованиями, назвав ее «подвижной платформой». Основываясь на анализе тектоники Арктики, он отметил, что такие структуры располагаются между древними платформами и массивами в районах их географически сближенного положения.

Проведенные в последние годы геологические исследования позволяют дать более дробную классификацию палеозойских прогибов северо-восточной Азии. Прогибы, которые на протяжении длительной истории тектонического развития характеризовались интенсивными тектоническими движениями и накоплением многокилометровых толщ осадочных пород, по нашему мнению, относятся к категории миогеосинклиналей. Несомненно строение этих миогеосинклиналей, как и геосинклинальных зон, которые они образуют, несколько отлично от миогеосинклиналей других геосинклинальных областей. Некоторые специфические черты их тектонического развития и возможные причины их происхождения мы рассмотрели во второй части этой работы.

Итак, Омудевский прогиб по характеру выполняющих его отложений, своему положению и интенсивности тектонических движений в известной мере аналогичен известняковым миогеосинклиналям М. В. Муратова (1949). Однако по существующей классификации типов миогеосинклиналей Чибгалахский прогиб не может быть причислен ни к одному из них. Поэтому мы относим этот прогиб к «сланцевым» миогеосинклиналям, включая в эту категорию все прогибы, выполненные терригенными формациями, такими как флишевая, граувакковая, аспидная и другие. В пределах сланцевых миогеосинклиналей, кроме основных терригенных формаций, рассмотрены как известняковые, так иногда и вулканогенные формации. Более подробно на этом вопросе мы остановимся после разбора некоторых смежных палеозойских геосинклинальных зон.

### **ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ**

Следующий крупный период тектонического развития изученной территории охватывает длительный промежуток геологического времени — от нижней перми до верхнего мела включительно. В этот период происходило формирование мезозойской геосинклинальной области, с одной стороны, и становление на ее место складчатых мезозойских, с другой. В это время образовались Иньяли-Дебинский синклиналий и Колымский срединный массив в его современном виде. В упомянутом периоде тектонического развития можно выделить два этапа. Первый из них продолжался от нижней перми до верхней юры, когда происходило развитие собственно геосинклинальных структур. В течение

второго этапа, от верхней юры до верхнего мела включительно, мезозойская геосинклинальная область преобразовалась в платформенную. Этот процесс сопровождался интенсивными складчатыми движениями, крупным поднятием структур, активизацией вулканической деятельности по зонам региональных разломов глубинного заложения и развитием наложенных впадин.

### Нижняя пермь — верхняя юра

В начале этого этапа развития значительная часть Омuleвского прогиба консолидировалась и его территория вошла в состав Колымского срединного массива мезозойской складчатой области. В пределах палеозойского Чибгалахского прогиба после длительного перерыва в осадконакоплении и складчатости в верхнем палеозое и мезозое вновь возобновился геосинклинальный режим, который завершился в верхней юре интенсивной складчатостью и широким проявлением магматической деятельности.

В связи с тем, что история развития в мезозое территории Северо-Востока СССР и отдельных его районов уже подробно рассматривалась в литературе Ю. М. Пушаровским (1956, 1960<sub>2</sub>), К. Я. Спрингисом (1958), Л. А. и Б. А. Снятковыми (1958) и другими, нет необходимости вновь подробно рассматривать ее особенности. Поэтому мы лишь кратко остановимся на характеристике верхнепалеозойского и мезозойского периодов тектонического развития Колымского срединного массива и прилегающих к нему геосинклинальных структур.

В пермское время на территории Колымского срединного массива, по крайней мере на большей его части, существовали мелководные условия осадконакопления. Почти повсеместно в его пределах происходило выравнивание рельефа, образовавшегося, по-видимому, в эпоху верхнего палеозоя, и накопление в отдельных впадинах и погруженных участках крупногалечных конгломератов. На востоке срединного массива к концу нижнепермского времени активность тектонических движений заметно усиливается. Это особенно хорошо видно в районах, непосредственно прилегающих к зонам региональных разломов. По этим структурным швам в эпоху нижней перми происходили излияния базальтов, сопровождавшиеся выносом большого количества пирокластического материала. Последний в различном количестве представлен на всей площади срединного массива. В западной части массива в эпоху верхней половины нижнепермского времени происходило накопление морских мелководных осадков — глинистых и песчаных известняков и песчано-глинистых сланцев. Следует отметить, что мощность этих образований несколько больше, чем мощность одновозрастных вулканогенных и обломочных пород восточной части массива и достигает почти 1000 м. Вероятно, мощности нижнепермских отложений зависят не только от скорости погружения той или иной части срединного массива, но и от рельефа, образовавшегося в предыдущую эпоху складчатости. По мощности базальных конгломератов нижней перми можно предполагать, что наиболее сложный рельеф существовал в западной части массива, где базальные конгломераты достигают 100—120 м мощности в отличие от восточной части, где мощность, как правило, не превышает 50—60 м.

К концу верхней перми общее поднятие всей территории срединного массива привело почти к полному прекращению осадконакопления в его пределах. Так, на обширной территории западного склона Юкагирского и на Алазейском плоскогории, а также в пределах горной системы Черского отложения верхней перми и нижнего триаса известны лишь в отдельных впадинах, причем их мощность не превышает 250—300 м.



Обычно отложения этого возраста здесь представлены мелководными морскими образованиями. Вероятно, бассейн открытого моря, существовавший в окружающей геосинклинальной области, в отдельные кратковременные эпохи захватывал и окраинные части массива, проникая на эту территорию в виде узких заливов.

В среднетриасовое — среднеюрское время на большей части территории Колымского срединного массива вновь установились мелководные морские условия. В эту эпоху здесь происходило накопление тонкообломочных терригенных образований, среди которых имеются прослойки и линзы туфов, туфогенных сланцев и туффитов. Следует отметить, что количество прослоев вулканогенно-обломочных пород и их мощность заметно возрастают по направлению к периферии массива. Весьма вероятно, что вулканическая деятельность в то геологическое время, так же как и в предыдущие эпохи, была приурочена к зонам разломов глубинного заложения, которые ограничивают массив с севера и юго-запада. Общая суммарная мощность отложений среднего триаса — средней юры в пределах срединного массива около 700 м. Следовательно, судя по характеру и мощности накопившихся здесь осадков, можно с достаточной степенью уверенности предположить, что на протяжении этого промежутка геологического времени Колымский срединный массив был тектонически весьма стабильным участком, не испытывавшим дифференцированных тектонических движений.

Резко отлична в эпоху нижнепермского — верхнеюрского этапа история тектонического развития геосинклинальных структур, обрамляющих срединный массив с запада и юго-запада. В это геологическое время в обширной области, окружающей массив, происходило накопление пород верхоянского комплекса, который сложен почти исключительно тонкообломочными терригенными образованиями. В настоящее время, пока не проведены специальные исследования по характеру фациальных изменений этих, в целом весьма однообразных, отложений, трудно говорить об отдельных специфических чертах истории развития структур, которые обрамляют срединный массив. Однако общие закономерности развития мезозойской геосинклинальной зоны вырисовываются достаточно четко.

В начале перми формирование осадков верхоянского комплекса, вероятно, происходило в двух обособленных частях Верхояно-Колымской геосинклинали. Один из прогибов располагался в пределах современной Верхоянской антиклинальной зоны, а другой обрамлял Колымский массив. Эти две обширные области осадконакопления, как предполагает А. В. Вихерт (1960), были разделены цепью кордильер, которая располагалась в центральной части геосинклинальной зоны, т. е. приблизительно там же, где располагались ограничивавшие с запада Чибгалахский прогиб кордильеры в нижнем и среднем палеозое. В восточном из этих районов происходило накопление грубозернистых песчаников и песчано-глинистых сланцев с прослоями пирокластических образований, мощностью до 1500 м.

В последующую эпоху наблюдается постепенное расширение области осадконакопления. Уже в верхней перми постепенная миграция оси западного (Верхоянского) прогиба на восток по направлению к Колымскому срединному массиву привела к резкому сужению зоны кордильер. Одновременно в восточном пермском прогибе (Аян-Уряхском) отмечается смена грубозернистых осадков более тонкозернистыми. В это время его заполняют преимущественно глинистые осадки, среди которых имеются прослойки и линзы туфогенного обломочного материала. Мощность отложений верхней перми здесь составляет около 2000 м.

Миграция оси основного западного прогиба геосинклинали, начавшаяся в верхнепермское время, сохраняется и на протяжении всей

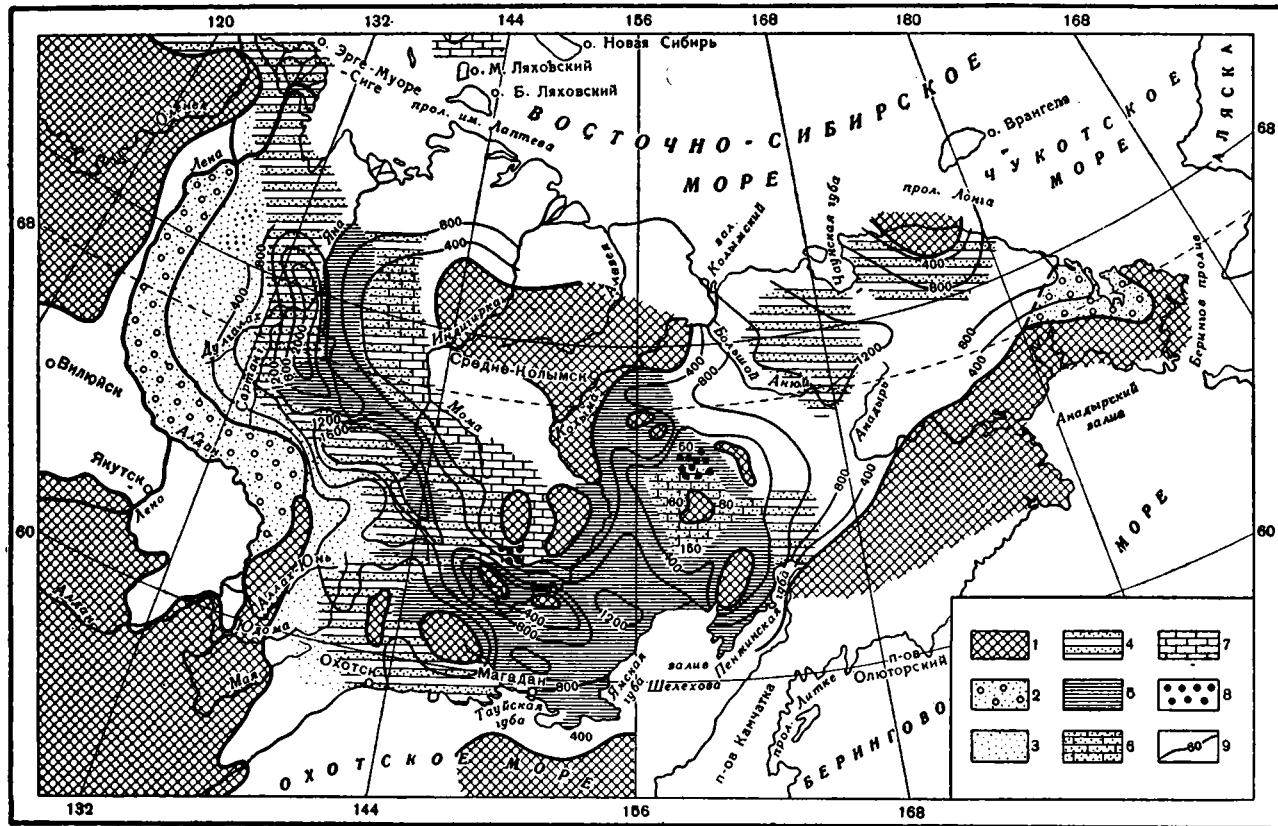
мезозойской истории развития. В нижнем и среднем триасе ось этого прогиба сместилась еще восточнее и в него была полностью вовлечена зона палеозойских кордильер. Вероятно, уже с этого геологического времени в пределах Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны существовала единая область осадконакопления. В ней происходило формирование толщ мелководных песчано-глинистых осадков, мощностью свыше 5000 м.

Верхнетриасовая эпоха для Верхояно-Колымской геосинклинали характеризовалась мощным прогибанием и осадконакоплением. Ось геосинклинального прогиба в это геологическое время, по данным И. И. Тучкова (1957), прослеживалась с северо-запада на юго-восток от верховьев Яны до Колымы (фиг. 64). В центральной части прогиба происходило накопление преимущественно глинистых осадков, а на его бортах — песчано-глинистых толщ. Следует отметить, что мощность этих отложений по направлению от бортов прогиба к его осевой части заметно увеличивается от 1500 м у края срединного массива до 3000 м в ядре геосинклинали.

В начале нижнего лейаса произошла дальнейшая миграция осевой части геосинклинального прогиба. Начиная с этой геологической эпохи и вплоть до замыкания геосинклинальной стадии развития в верхней юре ось прогиба совпадала с центральной частью Иньяли-Дебинского синклинория, таким образом, область наиболее интенсивного погружения Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны в юрское время непосредственно обрамляла с запада и юго-запада Колымский срединный массив. В пределах осевой части геосинклинали в нижнеюрское время накапливались преимущественно глинистые и песчано-глинистые осадки. По направлению на восток среди них увеличивается количество прослоев крупнозернистого терригенного материала и вулканогенных образований. В среднеюрскую эпоху в прогибе происходило формирование в основном песчаников и песчано-сланцевых толщ (фиг. 65), которые в начале келловейского века верхней юры сменяются прибрежно-морскими глинистыми сланцами и алевролитами. Общая суммарная мощность юрских образований около 4500 м.

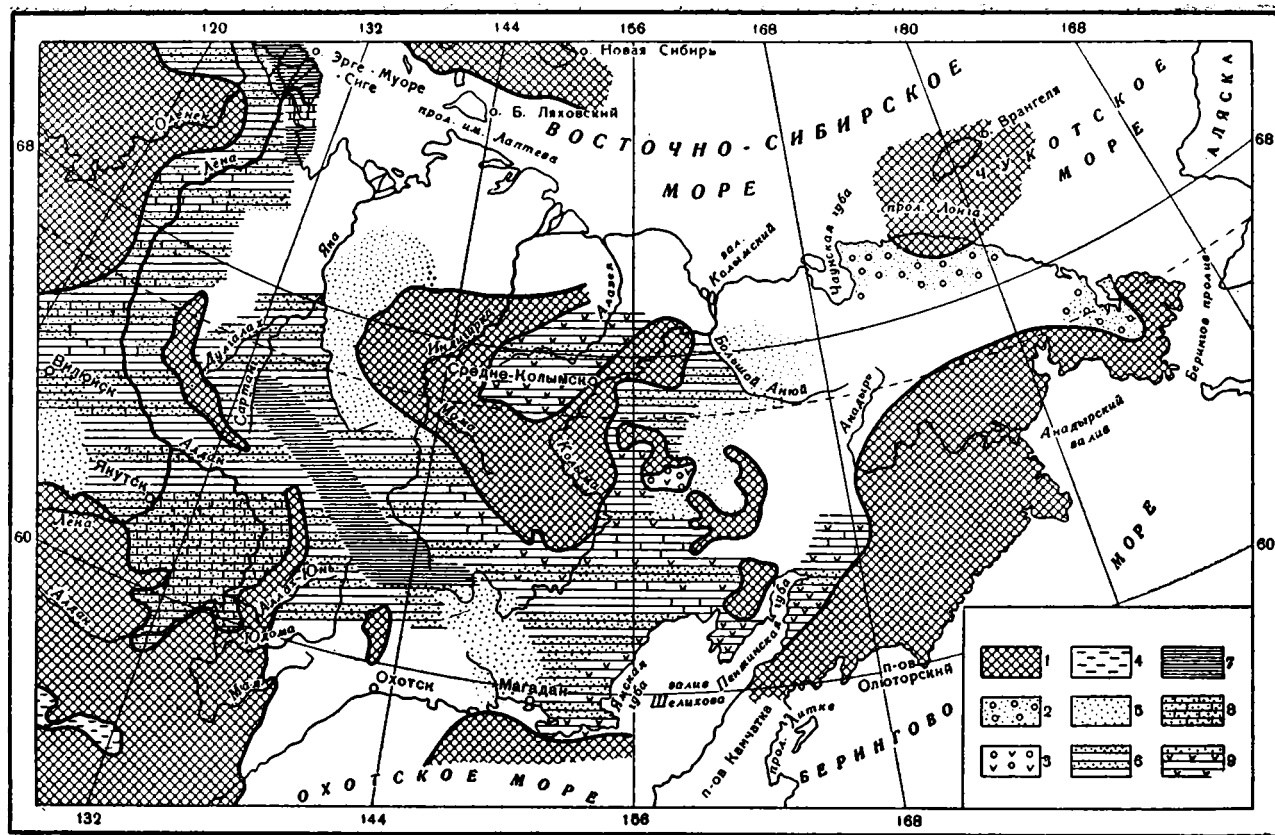
Итак, на протяжении нижнепермского — верхнеюрского этапа тектонического развития в пределах западной части мезозойской геосинклинальной области по интенсивности тектонических движений, характеру и мощности формировавшихся отложений выделяются две крупные структурные единицы — Колымский срединный массив и Верхояно-Колымская геосинклинальная зона. В пределах срединного массива, начиная с нижней перми и вплоть до низов верхней юры включительно, происходило образование относительно маломощного (до 1800—2000 м) полого залегающего чехла. В строении его участвуют преимущественно мелководные морские известково-сланцевые образования. Только по окраинам жесткого срединного массива накапливались вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Появление последних, вероятно, было связано с активизацией тектонических движений в геосинклинальной области, в эпоху которых массив подобно крупной глыбе реагировал усилением вулканической деятельности по глубинным разломам, заложившимся еще в нижнем палеозое.

В пределах Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны в нижней перми — верхней юре происходило накопление терригенных толщ верхоянского комплекса. Это геологическое время, если характеризовать его в целом, было эпохой интенсивного погружения. Об амплитудах тектонических нисходящих движений в ее пределах могут свидетельствовать мощности осадков, накопившихся в геосинклинальном прогибе, которые в Иньяли-Дебинском синклинории достигают свыше 13 000 м. Подтверждаются ранее сделанные выводы о том, что смещение



Фиг. 64. Палеогеографическая схема карнийского века (по И. И. Тучкову, 1957)

1 — области размыва; 2 — континентальные и прибрежно-континентальные отложения. Морские образования: 3 — преимущественно песчаники; 4 — песчаники и сланцы; 5 — преимущественно глинистые сланцы; 6 — преимущественно известковистые песчаники; 7 — известняки, мергели; 8 — битуминозность; 9 — изолинии мощностей карнийского яруса, проведенные через 400 м; цифры показывают мощность отложений в данной точке.



Фиг. 65. Палеогеографическая схема средней (иноцерамовой) юры (по И. И. Тучкову, 1957).

1 — области размыва; 2 — континентальные и прибрежно-континентальные отложения; 3 — континентальные осадочно-вулканогенные образования; 4 — континентальные угленосные отложения. Морские отложения; 5 — преимущественно песчаники; 6 — песчаники и сланцы; 7 — преимущественно глинистые сланцы; 8 — преимущественно известковистые песчаники; 9 — песчано-сланцевые и вулканогенные породы с прослоями карбонатных.

оси максимального осадконакопления в Верхояно-Колымской геосинклинальной зоне происходило с запада на восток, т. е. по направлению от Сибирской платформы к Колымскому срединному массиву (Пушаровский, 1956). Таким образом, наиболее длительно развивавшийся геосинклинальный трог непосредственно обрамлял с запада и юго-запада срединный массив и как бы наследовал свое развитие от палеозойской Чибагалахской многогеосинклинали.

В следующий верхнеюрский — верхнемеловой этап тектонической истории произошло полное затухание геосинклинального развития мезозонд и преобразование геосинклинали в платформенную область.

### Верхняя юра — верхний мел

Начало этого этапа тектонического развития прежде всего характеризуется прекращением геосинклинального осадконакопления. Складкообразовательные движения к концу келловейского века превратили область осадконакопления в область воздымания и денудации. Однако они не привели к образованию на этой территории резко расчлененного рельефа, так как в пределах складчатых структур отсутствуют синхронные отложения, которые должны были бы выполнять впадины и депрессии (Петрушевский и Резанов, 1960).

Одновременно с начальным этапом верхнеюрских складкообразовательных движений и общим поднятием произошло дробление окраинных частей Колымского срединного массива. Наиболее интенсивно дробление проявилось вдоль зон региональных глубинных разломов и швов. Именно в эту эпоху вдоль разломов глубинного заложения происходило излияние эффузивов, перекрывавших почти всю площадь срединного массива. Следует, однако, отметить, что мощность покровов верхнеюрских эффузивов далеко не одинакова. Наиболее интенсивные излияния происходили по Чималгино-Чибагалахской зоне разломов, ограничивающей массив с запада и юго-запада. И это вполне понятно, так как именно вдоль Чималгино-Чибагалахской зоны разломов проходила граница между областью складкообразовательных движений и областью жесткого, стабильного в мезозое срединного массива. Вдоль этой зоны разломов наиболее резко проявились различия в направленности движений крупных структурных единиц (воздымание и погружение). Если по другим региональным швам, таким как Арга-Тасская зона разломов и разлом Улахан, излияние основных эффузивов происходило только в самом начале этого этапа тектонического развития, т. е. в верхней половине келловейского века, то по Чималгино-Чибагалахской зоне оно продолжалось вплоть до конца киммериджского века, когда происходили мощные излияния кислых вулканогенных пород. В это геологическое время в остальной части массива отлагались преимущественно вулканогенно-обломочные образования — туфы, туфоагломераты и туффиты. Накопление последних происходило в мелководных морских условиях, о чем свидетельствует наличие в них линз и прослоев песчано-глинистых осадков с типично морской шельфовой фауной.

В конце верхнеюрского времени общее воздымание территории срединного массива привело к общей регрессии. В пределах массива одновременно с крупными поднятиями в его западной окраинной части заложилась Момо-Зырянская впадина, снос обломочного материала в которую шел как с юго-запада, так с севера и востока. Вероятно, на первых стадиях развития Момо-Зырянская впадина была единой депрессией, неразделенной какими-либо внутренними поднятиями. В ее пределах формировалась толща континентальных песчаников и сланцев, подобная сероцветной молассе. В последующее время, в эпоху

нижнего мела, в результате крупных блоковых подвижек, пологий продольный вал разделил впадину на две части — юго-западную и северо-восточную. Он был ограничен с юго-запада и северо-востока крутыми флексурами, которые отражали уступы в палеозойском фундаменте над разломом Улахан и Арга-Тасской зоной разломов. В его пределах в нижнемеловое время либо вообще не произошло накопления осадков, либо последние были незначительной мощности и уже в верхнюю половину нижнего мела оказались размытыми. В юго-западной части Момо-Зырянской впадины, в Момской мульде, в течение нижнего мела происходило накопление преимущественно грубозернистых континентальных терригенных толщ, общей суммарной мощностью около 2000 м. Ось этой нижнемеловой депрессии совпадает с зоной максимального осадконакопления в палеозойском Омулевском прогибе и последующих пермских — среднеюрских образований эпипалеозойского чехла Колымского срединного массива. В настоящее время пока не проведено изучение меловой флоры Момской мульды и трудно точно датировать слагающие ее отложения. Можно только предполагать, что быстрое погружение мульды и выполнение ее терригенными образованиями происходило лишь в нижней половине нижнемеловой эпохи. В конце нижнего мела в пределах Момской мульды осадконакопление прекратилось и ее территория после общего воздымания совместно с окружающими поднятиями являлась уже областью денудации.

Более длительное и интенсивное погружение в нижнем мелу характерно для другой северо-восточной части Момо-Зырянской впадины — Зырянского прогиба. Во второй половине нижнего мела зона максимального осадконакопления мигрировала на северо-восток по направлению от окраинных поднятий срединного массива к его древнему ядру и располагалась вдоль юго-западной границы последнего, северо-восточнее Арга-Тасской зоны разломов, где заложился узкий Линейный Зырянский прогиб. В начале нижнемелового времени в его пределах происходило накопление грубообломочных толщ типа моласс. В эту эпоху опускание прогиба проходило далеко неравномерно. Наиболее интенсивно прогибалась его юго-восточная часть, непосредственно примыкавшая к Приколымскому поднятию. Здесь формировалась мощная (до 2000 м) континентальная толща конгломератов и грубозернистых песчаников, в то время как северо-западная часть прогиба выполнялась в основном грубо- и тонкозернистыми песчаниками, мощность которых не превышала 700—1000 м. Вероятно, снос обломочного материала в Зырянский прогиб шел главным образом с востока и северо-востока и мощные прослои и пачки конгломератов отлагались у подножья орграфически наиболее поднятых участков. Во второй половине нижнего мела в пределах Зырянского прогиба отлагались песчано-сланцевые образования, чередующиеся с пластами углей, мощность которых иногда достигает 5—12 м. Эта толща литологически очень сходна с угленосным комплексом Приверхоянского краевого прогиба (Пушаровский, 1960<sub>2</sub>). Она состоит из ритмичного чередования песчаников, сланцев и углей. Мощность целого ритма и отдельных его составляющих в разных частях прогиба различна. Наибольшей мощности ритма достигают в восточной части прогиба, причем только в осевой его части. Общая мощность угленосного комплекса изменяется от 4000 м в бассейне Зырянки до 1000—1500 м в долине Индигирки. Отсутствие среди этих отложений каких-либо признаков наличия морских осадков позволяет предполагать, что весь угленосный комплекс образовался в континентальных условиях. Весьма вероятно, что угленосный комплекс формировался в узкой полосе заболоченной низменности, интенсивное погружение которой компенсировалось поступающим в него тонкообломочным материалом. Обращает на себя внимание и другой факт — в угле-

носном комплексе не известны прослои грубообломочных образований молассового типа и осадки русловых потоков и конусов выноса. Это обстоятельство, видимо, обусловлено тем, что интенсивный размыв и денудация постепенно привели к почти полной нивелировке рельефа в окружающих прогиб поднятиях. Все эти факторы — постепенное уменьшение амплитуд тектонических движений, быстрое заполнение отрицательных форм рельефа осадками, а затем выравнивание рельефа — привели к замыканию тектонического развития Зырянского прогиба в конце нижнемелового времени. Лишь на очень ограниченной площади, в центральной части этого прогиба, процессы континентальной седиментации продолжались и в верхнемеловую эпоху, однако площадь распространения верхнемеловых пород и их мощность были очень ограничены.

В верхней половине верхнеюрского и в нижнемеловое время в мезозойской геосинклинальной области в заключительные этапы складчатости происходило внедрение больших по своим размерам гранитных батолитов и малых интрузивов, образовавших крупные интрузивные пояса. По размерам, формам, петрографическому составу и времени внедрения обычно выделяется два основных типа магматических образований — малые интрузивные тела (серии даек) и крупные батолитовые интрузии.

Первые из них известны почти по всей площади Иньяли-Дебинского синклинория. Как правило, они ориентированы согласно со складчатыми структурами и приурочены к трещинам и небольшим по своим размерам продольным разломам (Апельцин, 1957). Они образуют полосы, наиболее крупные из которых приурочены к крыльям синклинория, с которыми ассоциируются золотоносные зоны — Иньяли-Дебинская, расположенная вблизи юго-западного ограничения Колымского срединного массива (т. е. в северо-восточном крыле синклинория), и Чай-Урьинская, прослеживающаяся вдоль юго-западного его борта (Матвеевко и Шаталов, 1958). В длину полосы даек достигают сотен километров при ширине не свыше 30—40 км. Время внедрения этих интрузивных тел падает на начало верхней юры, а, следовательно, совпадает с начальным этапом складкообразовательных движений. Видимо, подводщими каналами для них, как и предполагали В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталов, послужили крупные разломы, которые обрамляют Иньяли-Дебинский синклинорий, заложившийся, вероятно, еще в эпоху нижнего палеозоя на крыльях Чибгалахской сланцевой миегеосинклинали. Таким образом, можно предполагать, что дайки являлись первой крупной фазой мезозойских магматических проявлений, связанной с глубинными разломами, тектонические перемещения по которым были весьма значительными уже в начале основной эпохи мезозойской складчатости.

Внедрение основной массы крупных по своим размерам гранитных батолитов происходило позднее, в конце верхнеюрского и в нижнемеловое время. Они образовали грандиозный пояс, который вытягивался в северо-западном направлении вдоль северо-восточного борта Иньяли-Дебинского синклинория. Следовательно, пространственно они также связаны с крупнейшей Чималгино-Чибгалахской зоной разломов, заложившейся, вероятно, в самые ранние эпохи развития — в нижнем палеозое или, видимо, даже в докембрии. Ранее мы уже касались вопроса о возможной генетической связи гранитных батолитов с этой зоной региональных разломов. Остановимся теперь на их структурном положении. На северо-западе массивы расположены согласно с мезозойскими структурными формами и протягиваются по границе между различными по типу палеозойскими миегеосинклинальными прогибами. Однако в южной части Иньяли-Дебинского синклинория «Главный пояс» колымских батолитов под острым углом сечет общее простиранье синклинория,

но совпадает с предполагаемой под мезозойскими отложениями зоной сочленения Чибгалахского и Омудевского прогибов. Эти факты, на наш взгляд, еще раз подтверждают точку зрения В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова о прямой связи пояса батолитов с глубинным разломом. В то же время они указывают на то, что разломы, заложившиеся в палеозойскую эпоху развития, являются наиболее длительно живущими и магмоконтролирующими в заключительную эпоху мезозойских складкообразовательных движений.

Эпохой внедрения колымских гранитных батолитов, вероятно, заканчивается геосинклинальный режим в мезозойской складчатой области. В последующее геологическое время, в верхнемеловую и нижнетретичную эпохи, в ее пределах происходило заполнение наложенных впадин континентальными угленосными отложениями. Только на территории Колымского срединного массива (в Алазейском плоскогорье и других районах) в эту эпоху происходили излияния базальтов и кислых лав, образовавших небольшие по мощности (от 300 до 500 м) горизонтальные покровы.

В поздне третичное и четвертичное время, в эпоху образования современного горного рельефа в области мезозойской складчатости, активные тектонические движения привели к дальнейшему условию глыбово-складчатой структуры и к возобновлению вертикальных перемещений по тектоническим швам, а местами и к новым излияниям базальтов (вулкан Балаган-Тас).

#### НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Верхнеюрские-нижнемеловые тектонические движения обусловили сложную складчатую структуру мезозойского северо-востока Азии. Являясь одной из крупнейших складчатых областей Тихоокеанского пояса, мезозойские северо-восточной Азии располагаются между крупными докембрийскими платформами, такими как Сибирская и Гиперборейская. Характерным для мезозойского является наличие в них крупных внутренних массивов (Колымский, Омолонский, Охотский и Тайгонский). Наличие таких жестких массивов и то, что характер дислокации мезозойских образований в различных участках геосинклинальной области далеко неодинаков, привело многих исследователей к выводу о гетерогенном палеозойском основании этого региона. Мы уже останавливались на различных точках зрения предыдущих исследователей на характер взаимоотношения палеозойских и мезозойских структурных форм. Остановимся на этом вопросе в рамках изученной территории.

Палеозойские Омудевский и Чибгалахский миогеосинклинальные прогибы уже в начальные этапы мезозойского геосинклинального развития различно реагировали на интенсивные тектонические движения. Восточный Омудевский прогиб, который и во время длительной палеозойской тектонической истории характеризовался накоплением пород карбонатного ряда (в отличие от Чибгалахского прогиба) и сопрягался с другим жестким ядром Колымского массива, в значительной своей части стабилизировался. В пределах этой территории в нижней перми не происходило возрождения геосинклинального режима и она совместно с докембрийским ядром Колымского массива образовала срединный массив мезозойской складчатой области. Однако процесс сокращения в верхнем палеозое и мезозое геосинклинального развития Омудевского прогиба, видимо, был далеко не повсеместным. В юго-восточном направлении палеозойские складчатые структуры Омудевского прогиба погружаются под геосинклинальные образования Балыгычано-Сугойской складчатой зоны, для которой характерно отсутствие линейности складчатых дислокаций и более сокращенный разрез пород вер-



хойнского комплекса. На северо-западе структуры Омудевского миогеосинклинального прогиба также скрываются под мезозойскими геосинклинальными образованиями Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны. Вероятно, они прослеживаются далее, на острове Анжу Новосибирского архипелага. Следует отметить, что почти повсеместно на северо-западном продолжении Омудевского прогиба в нижнем течении Яны в мезозойских образованиях отсутствуют линейные складки. Этот район характеризуется сложной системой виргации осей крупных антиклинальных и синклинальных структур, образующих в плане широкий веер, как бы расширяющийся к югу, в юго-западном и юго-восточном направлениях. Таким образом, в той части Омудевского прогиба, в которой геосинклинальный режим развития возобновился в перми и продолжал существовать в мезозойское время, породы верхоянского комплекса смяты в широкие брахискладки и слабо проявилась мезозойская магматическая деятельность.

Иной тип тектонических структур распространен в Иньяли-Дебинском синклинории, палеозойское основание которого слагают образования Чибгалахского прогиба. Почти на всем протяжении синклинория ось его максимального прогибания, по крайней мере в юрское время, совпадает с осью палеозойского прогиба. Характер выполняющих его мезозойских образований близок по составу к палеозойским сланцевым комплексом Чибгалахского прогиба. Сходными являются и типы тектонических структур, несмотря на то, что палеозойские отложения дислоцированы несколько в большей степени, чем мезозойские. Весьма возможно, что и в плане Иньяли-Дебинский синклинорий почти полностью повторяет контуры миогеосинклинального Чибгалахского прогиба, хотя в настоящее время нет прямых доказательств, подтверждающих это положение.

Следовательно, можно с достаточной степенью уверенности предполагать, что наиболее длительно развивавшаяся часть Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны — Иньяли-Дебинский синклинорий — характеризуется в общем унаследованным развитием структурного плана по отношению к палеозойскому.

Особого внимания заслуживает вопрос о характере развития в эпоху мезозоя и верхнего палеозоя зоны кордильер, отделявшей палеозойский миогеосинклинальный Чибгалахский прогиб от более западных областей.

В самом начале мезозойского геосинклинального развития, в пермскую эпоху, эти кордильеры являлись не только областью сноса обломочного материала, но и разграничивали два крупных геосинклинальных прогиба. И только во время интенсивных погружений в триасе Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны этот район был вовлечен в общее опускание и перестал существовать как зона кордильер.

В современной структуре мезозойской геосинклинальной области зона палеозойских кордильер очень четко выделяется слабыми дислокациями. По данным К. Я. Спрингиса (1958) и С. И. Гаврикова (1958), наиболее крупными из них являются Эльгенский и Нижне-Янский. В пределах этих районов узкие синклинали разделяют широкие плоские, почти горизонтальные антиклинальные своды. По мнению К. Я. Спрингиса, районы слабых дислокаций не испытали существенных структурных преобразований в эпоху мезозойской складчатости.

Итак, кордильеры, которые, вероятно, представляли собой участки докембрийского складчатого основания, так же как и в палеозойскую эпоху в течение начальных этапов мезозойского геосинклинального развития были источниками сноса обломочного материала. В последующем они не были полностью переработаны мезозойскими складкообразовательными движениями. Следует также отметить, что по основным

структурным швам, заложившимся еще в нижнем палеозое, в течение мезозойской эпохи геосинклинального развития происходили неоднократные тектонические перемещения значительной амплитуды. К ним также приурочены и крупные магматические проявления, которые были связаны с заключительным этапом развития геосинклинальной области. Несомненно, и это уже было показано, что такие зоны региональных разломов, как Чималгино-Чибагалахская, Арга-Тасская, Чай-Урьинская и разлом Улахан, играли активную роль в развитии восточной части Верхояно-Колымской геосинклинали, контролируя мезозойские магматические проявления.

Все эти данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Развитие основных прогибов восточной части мезозойской Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны было унаследованным и во многом предопределялось характером палеозойского складчатого фундамента.

2. Основные зоны глубинных разломов этой части геосинклинали, контролируемые крупные мезозойские магматические проявления, заложены в палеозойский этап развития.

Однако эти выводы, по нашему мнению, было бы преждевременным распространять на всю Верхояно-Колымскую геосинклинали. Детальный структурный анализ мезозойской западной части геосинклинальной области, сделанный Ю. М. Пушаровским (1960<sub>2</sub>), указывает на то, что фундамент ее слагают прогибы типа перекратонных опусканий (по Е. В. Павловскому, 1959), которые образовались на менее консолидированном восточном продолжении Сибирской платформы. Вероятно, этим и объясняется относительно простое строение этой части геосинклинали и меньшие амплитуды ее прогибания.

Таким образом, палеозойский этап тектонической истории мезозойской Верхояно-Колымской геосинклинали во многом предопределил ее дальнейшее развитие и распределение основных структурных единиц.

## *Часть вторая*

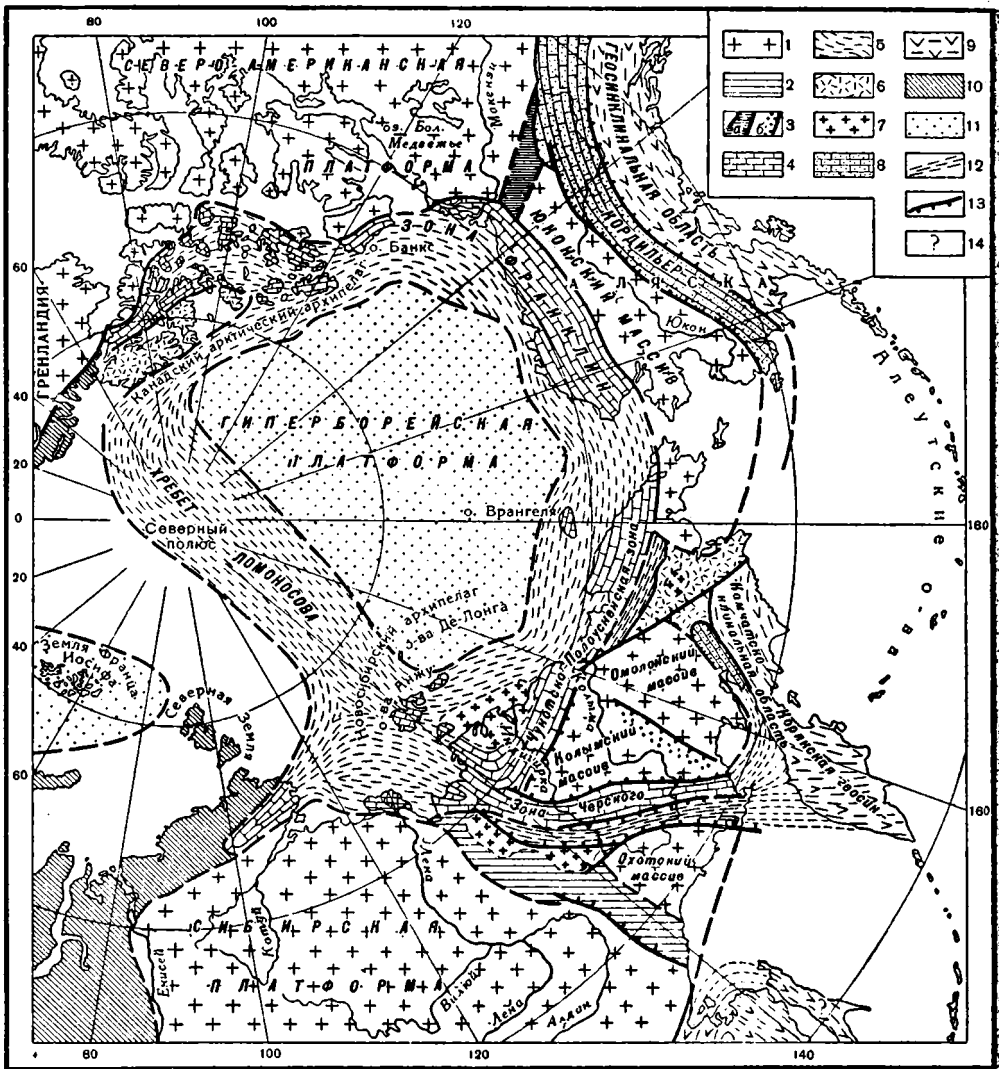
# НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТониКИ КОЛЫМСКО-АЛЯСКИНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

### ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о положении палеозойской зоны Черского в тектонической структуре арктической части Тихоокеанского кольца заслуживает большого внимания.

Еще совсем недавно многие исследователи восточной Арктики не выделяли палеозойский этап тектонического развития в качестве самостоятельного. Правда, в 30-х и 40-х годах в работах по тектоническому строению северных районов Америки и Евразии Шухерт (Schuchert, 1923), А. Д. Архангельский (Архангельский, Шатский, 1933), Н. С. Шатский (1935), С. В. Обручев (1938), Штилле (Schtille, 1940) и другие исследователи высказывали предположение, что на севере этих континентов палеозойские геосинклинали захватывали обширные территории, однако слабая геологическая изученность этих районов делала эту идею лишь смелой гипотезой.

Собранный в последние годы советскими, канадскими и американскими геологами богатый материал о геологическом строении арктических районов позволил более детально рассматривать тектонику и историю развития этой области в палеозойское время. На основании анализа новых данных по геологии районов восточной Арктики Ю. М. Пушаровский (1960<sup>1</sup>, 1961) подчеркнул большое сходство палеозоя севера Американского и Евразийского континентов и высказал мысль о их едином типе тектонического развития. Он предположил, что в это время режим подвижной платформы, т. е. такое развитие, которое, по его мнению, было характерно для северо-востока Азии, являлось типичным и для всей арктической части Тихоокеанского кольца (см. стр. 225). Позднее С. М. Тильман, изучая характер строения структур палеозойского складчатого основания Чукотской ветви мезозойид, пришел к выводу, что они являются продолжением разновозрастных складчатых сооружений Аляски. На основании детальных исследований мезозойид на крайнем Северо-Востоке СССР он выделял герцинский этап развития, который предшествовал мезозойской геосинклинали эпохе. Ю. М. Шейнманн (1958, 1961) придерживается противоположной точки зрения, считая, что палеозойская история Кордильер и территории Северо-востока СССР напоминает мезозойский и кайнозойский этапы развития Средней Азии, характеризующиеся значительной подвижностью, но отсутствием геосинклиналильных процессов и складчатости.



Фиг. 166. Схема распределения основных структурных элементов в восточной Арктике для среднего палеозоя (нижний карбон).

1 — докембрийские платформы, внутренние и срединные массивы; 2 — зоны перекратонных опусканий; 3 — шовные прогибы; а) в теле платформ, б) на срединных массивах:

Колымско-Аляскаинская геосинклиальная область: 4 — известняковые миогеосинклиальные зоны; 5 — сланцевые миогеосинклиальные зоны; 6 — зоны затухания эвгеосинклиналей; 7 — предполагаемые выступы докембрийского фундамента и ядра крупных антиклинориев.

Геосинклиальная область Кордильеры Камчатки: 8 — миогеосинклиальные зоны; 9 — эвгеосинклиальные зоны; 10 — каледониды и варисциды Атлантического сегмента.

Предполагаемые тектонические структуры в акваториях: 11 — древние платформы; 12 — палеозойские геосинклиальные прогибы; 13 — глубинные тектонические швы; 14 — предполагаемый тип геосинклиальных зон.

Таким образом, в литературе не существует единой точки зрения на характер развития в палеозое упомянутых обширных областей. Поэтому, выявляя положение палеозойской геосинклиальной зоны Черского, необходимо снова коснуться геологического строения Аляски, северных районов Канады и некоторых других областей, используя новейшие литературные материалы. Основываясь на исследованиях Торстейнссо-

на и Тозера (Thorsteinsson a. Tozer, 1960), Мартина (Martin, 1961), Грика (Грус, 1961), Ю. М. Пушаровского (1961), В. Н. Сакса (1958), И. П. Атласова (1961), С. М. Тильмана и других в восточной Арктике, можно выделить единую палеозойскую геосинклинальную область, которую мы называем Колымско-Аляскинской.

На западе этой геосинклинальной области расположена геосинклинальная зона Черского, которая прослеживается до островов Новосибирского архипелага и далее через океанический хребет Ломоносова, видимо, вплоть до Канадского Арктического архипелага. Вдоль северного края Американского континента протягивается, по данным Мартина (Martin, 1961), другая геосинклинальная зона, именуемая им системой Франклина, включающая в себя палеозойские складчатые структуры Канадского Арктического архипелага, гор Ричардсона, Британских и хребта Брукса. На северном побережье Чукотки и в Приколымье выделяется третья — Чукотско-Полоусненская зона. Эти геосинклинальные зоны обрамляли докембрийскую Гиперборейскую платформу и Колымский и Юконский срединные массивы (фиг. 66). Следует отметить, что на значительной территории северо-востока Азии палеозойские геосинклинальные сооружения были в значительной степени переработаны в эпоху мезозойской складчатости.

Принимая во внимание, что степень изученности палеозойских структур в восточно-арктических районах далеко неодинакова и на больших площадях они перекрыты более молодыми отложениями или погружаются под воды Северного Ледовитого океана, мы остановимся лишь на основных особенностях их строения. В ряде случаев выводы о тектоническом развитии отдельных структурных элементов этой области являются предварительными и будут несомненно дополнены последующими геологическими наблюдениями.

Описание тектонического строения палеозойской Колымско-Аляскинской геосинклинальной области удобнее всего начать с краткой характеристики тектонического строения палеозойских структур островов Новосибирского архипелага, которые расположены на простираии геосинклинальных прогибов системы Черского и, видимо, являются ее непосредственным северным продолжением.

## Глава I

### СЕВЕРНОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЧЕРСКОГО

В пределах островов Новосибирского архипелага, расположенных между  $73$  и  $77^\circ$  с. ш. и  $135$ — $158^\circ$  в. д. в Восточно-Сибирском море, широко распространены палеозойские образования. Это самые северные выходы палеозоя северо-восточной Азии, лежащие прямо на простирающей палеозойской складчатой зоне Черского.

Почти на всех тектонических схемах Северо-Востока СССР острова Архипелага относили к двум крупным тектоническим провинциям: восточные, включающие в себя острова Де-Лонга, — к Гиперборейской платформе, наличие которой впервые предположил Н. С. Шатский (1935), и западные — острова Анжу и Ляховские — к мезозойской складчатой области. К северу от группы западных островов протягивается подводный хребет Ломоносова, который, как предполагали В. Н. Сакс (1958) и Ю. М. Пушаровский (1960<sub>1</sub>), соединяет складчатые сооружения Северо-Востока СССР с островами Канадского Арктического архипелага. Таким образом, западные острова Новосибирского архипелага представляют собой как бы промежуточное звено в возможных тектонических связях между Азией и Северной Америкой.

Геологическое строение островов Анжу и Ляховских в последние годы было подробно изучено Д. А. Вольновым, Г. А. Ермолаевым, О. А. Ивановым, Д. С. Сороковым, Д. С. Яшиным и другими. Основные результаты этих исследований, а также материалы, полученные в предыдущие годы, были сведены в работах М. Ф. Лобанова (1957<sub>1</sub>), Д. С. Сорокова (1959) и И. П. Атласова (1961). В целом палеозойские отложения в их пределах слагают крупный антиклинорий.

Южная часть этого антиклинория перекрывается мезозойскими отложениями, а северная — погружается под воды Северного Ледовитого океана.

В наиболее поднятой части ядра антиклинория, в юго-восточной части острова Большого Ляховского, по данным В. Н. Войцеховского и Ю. Н. Михалюка, обнажаются докембрийские образования. Основные разреза пород этого возраста слагают плагиоклазо-амфиболовые, пироксено-плагиоклазо-амфиболовые, амфиболовые и эпидото-амфиболовые сланцы протерозоя, видимая мощность которых около 2000 м. На них резко несогласно налегают серицито-хлоритово-кварцевые, хлоритосерицитовые и филитовидные сланцы, переслаивающиеся с прослоями рассланцованных песчаников, вероятно рифейского возраста. Мощность этой толщи около 2000—3000 м.

Северо-западнее, в северной части острова Котельного, в строении ядра антиклинория участвуют серые комковатые известняки среднего и верхнего ордовика, в основании разреза которых встречаются тонкие прослои алевролитов. Общая видимая мощность ордовика — около 700—800 м. Выше по разрезу отложения ордовика сменяются массивными и среднеслоистыми известняками силура, содержащими обильные брахиоподы и кораллы лландоверийского, венлокского и лудловского ярусов; мощность пород около 1500—1700 м.

Наиболее широко в юго-западной части острова Котельного и на острове Бельковском представлены образования девонского возраста, слагающие юго-западное крыло антиклинория. По данным Д. С. Сорокова (1959) и других, они с размывом, но без видимого углового несогласия перекрывают отложения силура. В основании девона прослеживается горизонт известково-доломитовых брекчий, мощностью до 25—30 м. Выше эти брекчии сменяются обычно битуминозными доломитами, доломитизированными известняками и известняками с окаменелостями нижнего и среднего девона, мощностью около 1000—1200 м. Залегающие на карбонатных образованиях пестроцветные отложения франского яруса верхнего девона представлены чередующимися между собой известняками, алевролитами и глинистыми сланцами с тонкими прослоями конгломератов, общей мощностью до 3000—4000 м. Следует отметить, что разрез верхнего девона в целом выдерживается на значительном расстоянии вкост простирания вплоть до острова Бельковского. Однако в пределах последнего, по данным Г. А. Ермолаева, несколько увеличивается в разрезе роль терригенных пород, которые явно преобладают над карбонатными. Венчают разрез палеозоя островов Анжу известняки и алевролиты нижнего карбона, мощность которых 1000—1100 м. Они с размывом залегают на различных горизонтах верхнего девона. Общая мощность нижнего и среднего палеозоя на островах Анжу достигает 6000—7000 м.

На образования палеозоя трансгрессивно и резко несогласно налегают породы триаса. Они представлены темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами с прослоями и линзами алевролитов и известняков, в самых верхах разреза, сменяющихся песчаниками, переслаивающимися со сланцами и известняками. Общая мощность пород триаса на острове Котельном около 1500—2500 м.

Породы юрского возраста в пределах Новосибирского архипелага не известны. Что же касается меловых отложений, то они обнажаются лишь на незначительной площади островов Котельного и Большого Ляховского и представлены маломощными (до 200 м) морскими и континентальными образованиями. В них выделяются породы нижнего и верхнего мела; залегают они почти горизонтально. В западной части острова Большого Ляховского породы нижнемелового возраста прорваны гипабиссальными интрузиями гранит-порфиров, диоритов, гранитов и перидотитов.

Остановимся на характере внутреннего, тектонического строения антиклинория западной группы островов архипелага. В целом он имеет северо-западное простирание. Образования девона острова Бельковского и западной части острова Котельного, которые образуют его западное крыло, по данным Г. А. Ермолаева, Д. С. Яшина и В. Т. Козаченко и других, смяты в узкие линейные складки с углами падения на крыльях 40—50°, осложненные продольными разломами. Ядра антиклинальных структур второго порядка обычно сложены отложениями верхнего силура, а синклинальных — терригенными образованиями верхнего девона. Размах крыльев этих складок чаще всего не превышает 5—10 км, а длина их достигает 20—30 км. В ядре крупной синклинальной структуры второго порядка в западном крыле антиклинория, непосред-

ственно прилегающей к его ядру, обнажаются породы триаса, которые выполняют наиболее погруженную часть синклинали. Они смяты в мелкие складки также северо-западного простирания и несогласно перекрывают палеозойские структуры второго и более высоких порядков.

Более сложно построена центральная часть антиклинория, расположенная в средней части острова Котельного. Здесь широко распространены узкие линейные складки второго порядка, сложенные, как указывалось, породами ордовика и силура и осложненные разломами типа сбросов, с амплитудой перемещения до 1000 м. Последние имеют почти меридиональное простирание и некоторые из них пересекают весь остров.

В восточном крыле антиклинория Новосибирского архипелага палеозойские образования дислоцированы более просто. В западной части этого крыла, в зоне, непосредственно прилегающей к ядру структуры, преобладают более широкие коробчатые складки второго порядка с углами падения на крыльях до 30—35°. По направлению на восток наклон крыльев подобных складок постепенно выполаживается и углы падения пород на них обычно превышают 10—15°.

Иной характер имеет строение разреза палеозойских и мезозойских образований и тип дислокаций на восточных островах Новосибирского архипелага, включающих острова Де-Лонга.

Породы палеозойского возраста в пределах этой группы островов известны лишь на острове Беннета, где основание разреза слагают отложения кембрийского возраста. Они представлены слегка метаморфизованными черными глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, чередующимися с тонкими прослоями известняков в которых были собраны трилобиты и брахиоподы среднего кембрия. Выше них залегают сланцы условно верхнекембрийского возраста. Общая видимая мощность пород кембрия около 500 м.

Совершенно согласно на кембрийских сланцах залегают переслаивающиеся между собой алевролиты, аргиллиты и песчаники, содержащие граптолиты аренигского, лланвирнского и, возможно, лландейловского ярусов нижнего и среднего ордовика, суммарная мощность которых не превышает 800 м. Более молодые палеозойские образования на острове Беннета и других островах, входящих в группу островов Де-Лонга, не были установлены. На острове Беннета палеозойские образования перекрываются отложениями нижнего мела. Последние представлены в основании разреза угленосными континентальными образованиями, а в верхах его — базальтами, базальтовыми порфиритами и их туфами.

На островах Генриетты и Жаннеты условно к отложениям мелового возраста относится толща терригенных и туфогенных образований, среди которых имеются прослой валунно-галечных конгломератов. Общая мощность этих пород достигает 1200—1300 м (Сороков, 1959). Следует отметить, что валуны в этой толще нижнего мела часто представлены метаморфическими породами и измененными гранитами.

По данным Толля (Лобанов, 1957<sub>1</sub>), палеозойские отложения на острове Беннета почти не дислоцированы. Лишь местами они смяты в пологие широкие складки. Образования нижнего мела повсеместно залегают практически горизонтально. Таким образом, очень слабая дислоцированность пород на островах Де-Лонга характерна для различных по возрасту отложений, известных в этом районе.

Приведенные выше данные позволяют сделать общие выводы об основных чертах тектонического развития территории островов Новосибирского архипелага.

В эпоху нижнего и среднего палеозоя в пределах островов Анжу и Ляховских располагался крупный миогеосинклинальный прогиб, в котором накапливались многокилометровые толщи осадочных пород. В ниж-



нем палеозое, вплоть до девонского времени, в прогибе формировались преимущественно образования карбонатного ряда. В девонское и нижнекаменноугольное время заметно увеличивался привнос в прогиб терригенного материала, что привело к образованию мощного известково-сланцевого и песчано-сланцевого комплексов. Завершился палеозойский геосинклинальный этап развития в верхнем палеозое, вероятно, в средне- и верхнекаменноугольное время. В эту эпоху в прогибе прекратилось осадконакопление и произошло общее воздымание этого района, сопровождающееся интенсивными складкообразовательными движениями. В пермское время район островов Анжу, видимо, находился в состоянии относительного тектонического покоя. Только начиная с нижнего триаса здесь возобновился режим геосинклинального развития. В эту эпоху в пределах значительной части западных островов архипелага происходило интенсивное погружение, которое компенсировалось накоплением преимущественно глинистых осадков. В верхнем триасе область опускания, видимо, значительно сократилась. Образовавшиеся рядом с ней поднятия явились поставщиками обильного обломочного материала. В геосинклинальном прогибе эта тенденция к поднятию отмечается сменой накопления тонкообломочных пород грубозернистыми терригенными образованиями. Завершилось развитие мезозойской геосинклинали на этой территории в конце триаса или, возможно, в нижней юре общим поднятием и складчатостью. В послетриасовое время в меловую и третичную эпохи здесь образовался маломощный чехол морских и континентальных пород эпимезозойской платформы.

Даже из этого краткого обзора истории тектонического развития западной части островов Новосибирского архипелага нетрудно заметить, что если палеозойский этап ее развития имеет много общего с этим этапом развития Омулевского миеосинклинального прогиба в палеозойской системе Черского, то история развития в мезозое по длительности и интенсивности прогибания существенно отличается от истории развития мезозоид Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны. Действительно, начало мезозойского геосинклинального этапа на островах архипелага падает на нижний триас, тогда как в пределах материка этот этап начинается с нижней перми. Завершилось геосинклинальное осадконакопление на островах Анжу в конце триаса, а не в юрское время, как в Верхояно-Колымской геосинклинальной зоне. Интенсивность прогибания территории островов, судя по мощности накопившихся мезозойских осадков, была почти в три раза меньше, чем в северной части материка, в низовьях р. Яны (Зимкин, 1959).

Все эти факты свидетельствуют о значительно более слабом проявлении мезозойских тектонических движений на западных островах Новосибирского архипелага по сравнению с прилежащими частями материковой части северо-востока Азии. Интенсивность проявления геосинклинального развития постепенно затухает по направлению на север. Видимо, этот район является зоной затухания (Пушаровский, 1961) области мезозойской складчатости.

Восточная группа островов Новосибирского архипелага (острова Де-Лонга), учитывая характер формаций, очень слабые дислокации в их пределах и малые мощности накопившихся здесь осадков, может рассматриваться как структура платформенного типа. Уже указывалось, что Н. С. Шатским (1935), а вслед за ним В. Н. Саксом (1958), Ю. М. Пушаровским (1960<sub>1</sub>) и другими она относилась к Гиперборейской платформе. Эти же исследователи, как уже указывалось, высказали предположение, что палеозойская структура островов Анжу через хребет Ломоносова продолжается в пределы палеозойской складчатой зоны Франклина.

## Глава II

### ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА ФРАНКЛИНА

При составлении одной из первых тектонических схем Северной Америки Шухерт (Schuchert, 1923) высказал предположение, что с севера Гренландии от Земли Пирри через Канадский Арктический архипелаг и до гор Ричардсона и хребта Брукса на Аляске прослеживается крупная геосинклинальная система, которая соединяет Западные Кордильеры и каледониды Северной Гренландии. Он назвал эту зону геосинклиналью Франклина в честь крупного исследователя арктических районов Канады Джона Франклина. В последующие годы предположение о наличии единой геосинклинальной системы, обрамляющей с севера Северо-Американскую платформу, высказывалось Кохом (Koch, 1935), Ирдли (1954) и другими американскими геологами.

Проведенные в последние пять-восемь лет обширные геологические исследования на крайнем севере Американского континента позволили Мартину (Martin, 1959, 1961) на обширном геологическом материале детально обосновать гипотезу Шухерта. Ему удалось доказать не только непосредственную структурную связь между хребтом Брукса и горами Ричардсона, но и установить разворот структурных осей в восточной части хребта Ричардсона в северо-восточном направлении.

В последующем, после детального анализа состава палеозойских пород в районе Канадского Арктического архипелага и гор Ричардсона Мартин пришел к выводу об единой истории развития этих двух районов. Базируясь на этих исследованиях, мы, вслед за Марином, включаем в палеозойскую геосинклинальную зону Франклина все геосинклинальные сооружения, отделяющие Северо-Американскую и Гиперборейскую платформы от острова Элсмир Канадского Арктического архипелага, до западного окончания хребта Брукса. В этой зоне можно выделить три отдельные части: восточную — Канадский Арктический архипелаг, центральную — горы Ричардсона и Британские и западную — хребет Брукса. В пределах геосинклинальной зоны Франклина верхнепалеозойскими, мезозойскими и в меньшей степени третичными образованиями выполнены наложенные крупные впадины, такие, как Свердрупский прогиб, Олдкроусская и Милдчаннелская впадины и Колвиллский прогиб. Породы, образующие их, залегают резко несогласно на палеозойском складчатом основании и дислоцированы в основном лишь в зонах разломов.

Перейдем к рассмотрению общих черт геологического строения и тектонического развития геосинклинальной зоны Франклина.

Восточная часть палеозойской геосинклинальной системы Франклина, включающая в себя Арктический архипелаг Канады, обрамляет докембрийскую Северо-Американскую платформу с севера.

Долгое время этот район был почти не изучен и только в исследованиях последних пяти-восьми лет освещается геологическое строение Канадского Арктического архипелага, а также прилегающей к нему северной части Северо-Американской платформы. Подробный анализ тектонического строения этого региона дается в работах Фортье (Fortier, 1957), Мак-Нэйра и Торстейнссона (Фортье, Мак-Нэйр, Торстейнссон, 1958) и Тозера (Thorsteinsson, Tozer, 1960).

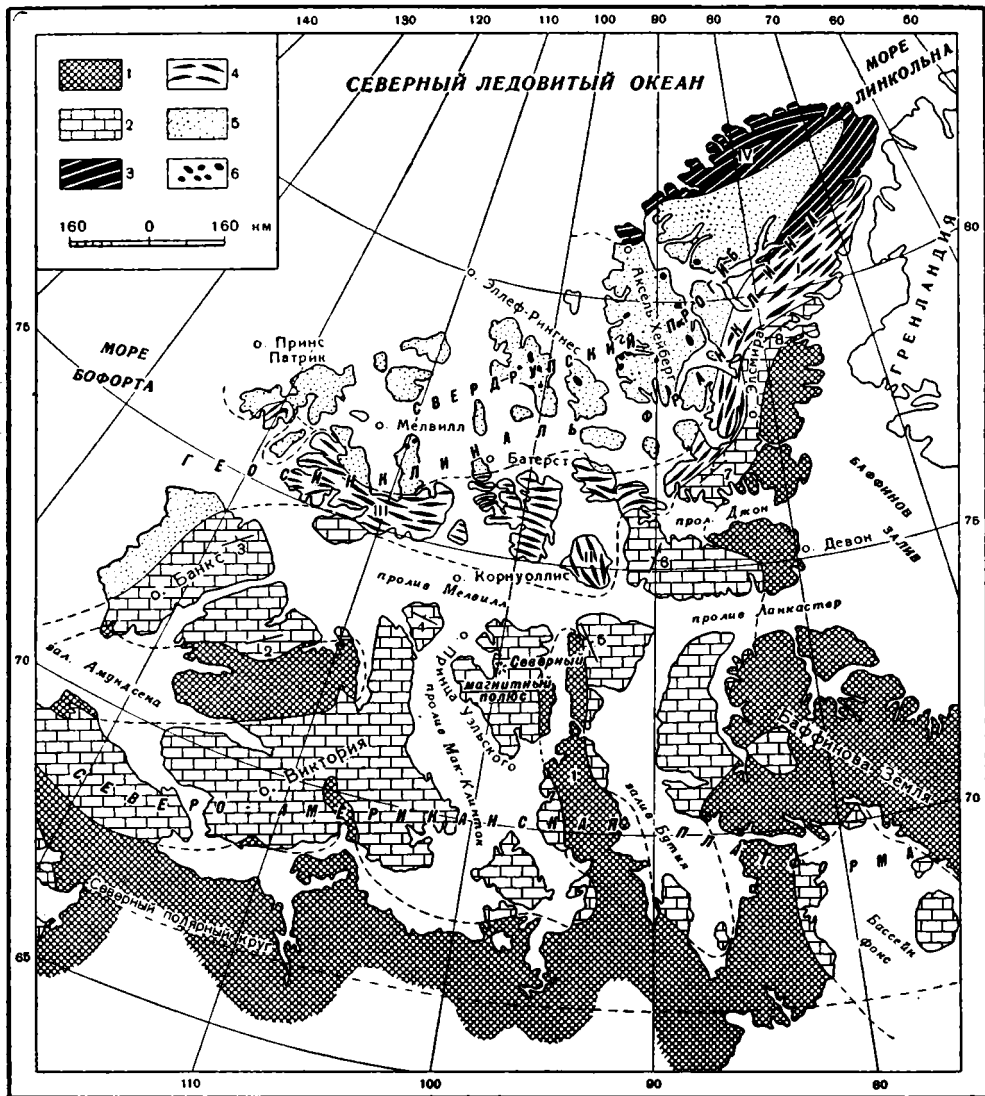
В отечественной литературе краткое описание тектонического строения интересующей нас области приводится в работе Ю. М. Пушаровского (1960) и в ряде обзорных статей по тектонике Арктики (Шатский, 1935; Сакс, 1958).

В пределах Канадского Арктического архипелага Торстейнссон и Тозер (Thorsteinsson, Tozer, 1960) выделяют две крупные структурные единицы — геосинклинальную зону Франклина, сложенную дислоцированными ниже- и среднепалеозойскими образованиями, и наложенный Свердрупский прогиб, выполненный залегающими верхнепалеозойскими, мезозойскими и третичными отложениями, которые несогласно перекрывают палеозойские складчатые сооружения (фиг. 67).

Первая из этих структур расположена на островах Канадского Арктического архипелага, лежащих севернее  $75^{\circ}$  с. ш. Она протягивается от острова Банкс в северо-восточном направлении до северной части острова Элсмир более чем на 1400 км. Наибольшая ширина ее достигает 450 км. За исключением ограниченной территории островов Корнуоллис, этот район был областью непрерывного погрусения и интенсивного осадконакопления от кембрия и до верхов девона, а, возможно, и нижнего карбона.

В верхнекаменноугольную эпоху эти отложения были дислоцированы. В пределах Канадского архипелага Фортье, Мак-Нэйр и Торстейнссон (1958) выделяют два различных по своей истории прогиба: миогеосинклинальный, на юге и востоке сопрягающийся с Северо-Американской платформой и прослеживающийся с острова Мелвилл через остров Батерст, полуостров Гриннелл, остров Девон и далее на северо-восток через весь остров Элсмир, и эвгеосинклинальный, который был изучен только на севере островов Элсмир и Аксель-Хейберг. Граница между миогеосинклинальным и эвгеосинклинальным прогибами проводится Торстейнссоном и Тозером (Thorsteinsson, Tozer, 1960) по зоне резкой смены карбонатных пород обломочными и вулканогенно-обломочными.

Миогеосинклиналь. В пределах миогеосинклинали Фортье, Мак-Нэйр и Торстейнссон (1958) и Торстейнссон (Thorsteinsson, 1958) описали три складчатые зоны, сменяющие одна другую с северо-востока на запад — зону Центрального Элсмira, Короноуоллисскую зону и зону островов Парри. В пределах всех этих складчатых зон, как уже говорилось выше, развиты преимущественно карбонатные образования нижнего и среднего палеозоя, постепенно изменяющиеся как по характеру разреза, так и по мощности с востока на запад. На северо-востоке миогеосинклинального прогиба, в пределах складчатой зоны Центрального Элсмira, севернее полуострова Бейч, в районе залива Копс, по данным Блакадара (Blackadar, 1960), основание разреза миогеосинклинального прогиба слагают верхнедокембрийские песчаники и доломиты, чередующиеся с черными глинистыми сланцами, красными тонкозернистыми песчаниками и конгломератами, общей



Фиг. 67. Тектоническая карта Канадского Арктического архипелага (по Р. Торстейнссону и К. Тозеру, 1960).

Северо-Американская платформа: 1 — выступы докембрийского фундамента; 2 — платформенный чехол. Цифры на карте: 1 — поднятие Бутия; 2 — поднятие Минто; 3 — моноклираль Альберта; 4 — моноклираль Стефенсона; 5 — Сомерсетская синклираль; 6 — моноклираль Девон; 7 — моноклираль Элсмита; 8 — моноклираль Веша. Восточная часть геосинклинальной зоны Франклина: 3 — эвгеосинклираль; 4 — миогеосинклираль; 5 — наложенные впадины; 6 — диапировые купола. Цифры на карте: I — складчатая зона Центрального Элсмита; II — Корнуоллсская складчатая зона; III — складчатая зона островов Парри; IV — складчатая зона Северного Элсмита.

мощностью около 1100 м. На них с разрывом и угловым несогласием залегают средне- и верхнекембрийские известняки с тонкими прослоями сланцев, мощностью до 300 м. Породы ордовика, которые сменяют известняки кембрия, в этой складчатой зоне представлены преимущественно карбонатными образованиями. Трельсон (Troelsen, 1950) и Фортье (Fortier, 1957) приводят следующий разрез отложений этого возраста. В основании разреза залегает пачка немых известняков, в нижней части чередующихся с гипсами, в целом достигающая по мощ-

ности 1500 м; условно она относится к нижнему ордовику. В южной части зоны, в хребте Друро на острове Девон, к среднему ордовику Фортье отнес известняки с тонкими прослоями доломитов (мощность 1000 м), сменяющиеся известняками и доломитами, мощность которых возрастает по направлению на северо-восток — от 700 м в хребте Друро до 1200 м в районе залива Копс, — причем в пределах последнего района в них имеются прослои гипсов мощностью до 250 м. Общая мощность среднего ордовика около 2000 м.

По данным Фортье (Fortier, 1957), образования верхнего ордовика — верхнего силура в хребте Друро представлены в основании доломитами, мощность которых около 1100 м. Они согласно перекрываются известняками и сланцами, глинистыми известняками, мощностью до 400 м, с *Atrypella (Lyssatrypa) phoca*, являющейся руководящей формой для нижней части верхнего лудлоу Северной Гренландии и Арктического архипелага Канады. Верхи лудлоу и низы девона в хребте Друро сложены доломитами и песчаниками до 250 м мощности. Севернее и северо-восточнее, в юго-западной части острова Элсмир эти образования, по данным Мак-Ларена (McLaren, 1960), согласно перекрыты мощной толщей среднего и верхнего девона. Нижняя половина ее сложена известняками, песчаниками с прослоями известково-глинистых и песчано-глинистых сланцев, общей мощностью от 1100 до 2000 м, содержащих обильные кораллы среднего девона. Верхняя часть толщи представлена в основном верхнедевонскими песчаниками и сланцами с тонкими прослоями углей. Она достигает по мощности 3100 м.

На всем протяжении складчатой зоны Центрального Элсмира описанные выше докаменноугольные образования смяты в линейные симметричные складки, которые осложнены крутопадающими сбросами, а местами и надвигами (Fortier, 1957). По данным Торстейнссона и Тозера (Thorsteinsson, Tozer, 1960), интенсивность дислокаций постепенно возрастает от окраинных частей Северо-Американской платформы, в пределах которой расположены моноклинали Вещи и Девон, на север и северо-запад. Наиболее интенсивно породы смяты в северной части зоны, где обнажены в основном ордовикские и силурийские образования (Kurtz, McNair, Wales, 1955).

По данным Фортье (Fortier, 1957) и Норриса (Norris, 1960), отдельные структуры палеозоя здесь запрокинуты. По направлению на юго-запад, на юге острова Элсмир, шарнир складок постепенно погружается и здесь девонские образования слагают ряд синклинальных структур, наиболее крупной из которых является синклиналь Шей. Вдоль западной границы складчатой зоны эти дислокации несогласно перекрыты верхнекаменноугольными и пермскими образованиями, выполняющими Свердрупский прогиб, а на западе они сопрягаются со складчатыми сооружениями Корнуоллской складчатой зоны.

Корнуоллсская складчатая зона расположена в центральной части миеогеосинклинали и занимает остров Корнуоллис и прилегающие к нему мелкие острова, а также восточное побережье острова Батерст и западную часть полуострова Гриннел. Слагающие складчатую зону породы ордовика и силура были детально изучены и описаны Торстейнссоном (Thorsteinsson, 1958). Разрез этих отложений является опорным разрезом для разновозрастных образований Канадского Арктического архипелага.

Основание разреза слагают серые толстопластовые известняки серии элеонора-ривер среднего ордовика, видимая мощность которых 150 м. Они перекрываются образованиями серии корнуоллис, которая в основании представлена пестроцветными мергелями и алевролитами с тонкими прослоями известняков и гипсоносных сланцев (мощность пестроцветов 240 м), а выше — глинистыми известняками, доломитизи-

рованными известняками и доломитами с обильными окаменелостями карадокского яруса ордовика. Мощность серии в различных разрезах меняется от 950 до 1500 м. Залегающая выше серия аллен-бей сложена почти исключительно толстопластовыми доломитами, среди которых имеются лишь отдельные тонкие прослои глинистых известняков и известково-глинистых сланцев, сдерживающие граптолиты и трилобиты ашгилия — низов венлока; общая мощность ее 1400—1700 м.

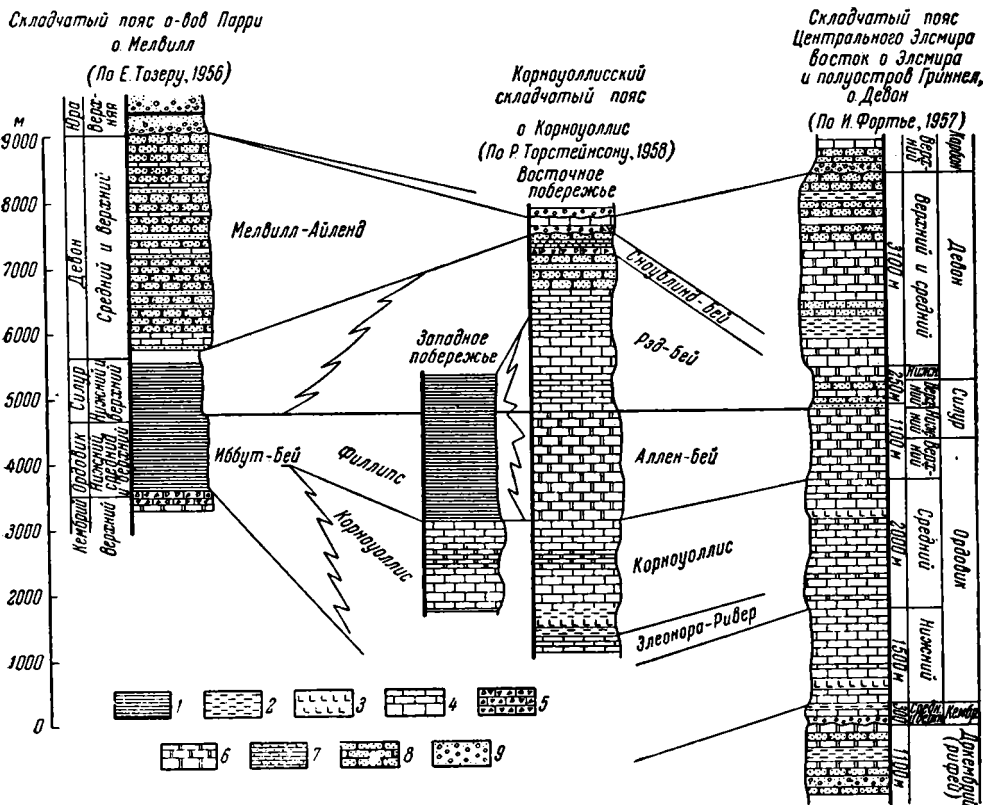
Нижнесилурийские отложения в восточной части острова Корнуоллис представлены серыми известняками серии ред-бей, чередующимися с глинистыми и коралловыми разностями, а также известково-глинистыми сланцами, доломитами и в верхней части серии красными песчаниками и алевролитами, общей мощностью до 2600 м. Палеонтологически породы серии хорошо охарактеризованы: в основании ее выделяется горизонт с *Monograptus bohemicus* (Вагг.), в средней части — *Atrypella (Lussatrypa) phoca*, а в верхах — *Leperditia* sp., датирующие возраст этих отложений как верхнюю часть венлока — низы верхнего лудлоу. По направлению на северо-запад, отложения верхнего ордовика — силура складчатой зоны Корнуоллис фациально резко меняются и здесь стратиграфическими аналогами серий аллен-бей и ред-бей являются образования серии кейп-филлипс. На северо-западе о. Корнуоллис она представлена тонким чередованием глинистых известняков, известняков, кремнистых известняков, в верхах сменяющихся черными глинистыми и известково-глинистыми сланцами. Мощность их по направлению на северо-запад уменьшается от 2600 до 760 м. Собранные в породах серии граптолиты определяют их возрастной объем от ашгильского яруса верхнего ордовика (зона *Climacograptus latus*) до низов лудлоу верхнего силура. Образование верхов силура — нижнего девона в пределах складчатой зоны известны лишь на востоке острова Корнуоллис. Они представлены известняками, брекчиями, конгломератами, песчаниками и алевролитами серии сноублинд-бей, максимальная видимая мощность которых около 260 м. В северной части острова отложения серии отсутствуют и здесь на граптолитовых сланцах верхнего силура с угловым несогласием залегают кремнистые конгломераты, песчаники, доломиты и известняки девонского (вероятно среднедевонского) возраста, мощность которых 85 м (фиг. 68).

В пределах Корнуоллской зоны складчатые структуры нижнего и среднего палеозоя от полуострова Гриннелл меняют свое простирание с западо-северо-западных на меридиональные, а затем вновь разворачиваются на северо-запад и уже на восточном побережье острова Батерст имеют почти широтные простирания, постепенно сменяясь складками зоны островов Парри.

Такой V-образный изгиб осей палеозойских структур в пределах складчатой зоны Корнуоллис, вероятно, объясняется тем, что палеозойский миогеосинклинальный прогиб огибает узкий меридиональный выступ фундамента Северо-Американской платформы, который был назван Фортъе Мак Нэйром и Торстейнссоном (1958) поднятием Бутия, обрамляя его с северо- и северо-запада. Моноклинали островов Девон и Сомерст, осложняющие чехол платформы, постепенно сменяются складками зоны. Последние, по данным Торстейнссона (Thorsteinsson, 1958), имеют форму брахискладок с почти горизонтальным залеганием пород в ядрах и с углами падения на крыльях не выше 25—30°. В отдельных частях крылья крупных брахиантиклиналей осложнены линейными симметричными складками второго и более высоких порядков. В восточной части острова Корнуоллис эти складки нарушены разрывными нарушениями, в зоне которых углы падения пород достигают 50—60°.

Верхнекаменноугольные и пермские образования, слагающие южный борт Свёрдрупского прогиба, залегают на складчатых структурах Корнуоллисской зоны с резким угловым несогласием.

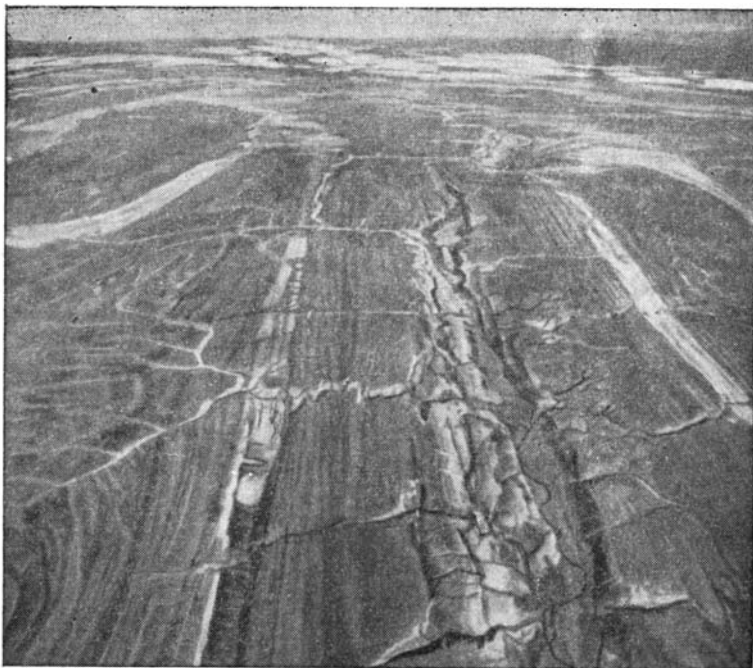
Сменяющая на западе Корнуоллисскую зону складчатая зона островов Парри занимает большую часть островов Батерст и Мелвилл, а также юго-восточную часть острова Принс Патрик. Здесь, в основании



Фиг. 68. Схема сопоставления стратиграфических разрезов миогеосинклинального прогиба геосинклинали Франклина.

1 — черные граптолитовые сланцы; 2 — глинистые сланцы; 3 — гипсы и ангидриты; 4 — известняки; 5 — брекчиевидные известняки; 6 — доломиты; 7 — алеврслиты; 8 — песчаники; 9 — конгломераты

палеозойского разреза, по данным Тозера (Tozer, 1956), залегают тонкослоистые доломиты, чередующиеся с известняковистыми брекчиями и брекчиевидными конгломератами, видимой мощностью около 180 м. Палеонтологические доломиты не охарактеризованы, но так как они согласно подстилают сланцы аренига, их возраст принимается как тремадокский и, возможно, верхнекембрийский. На них согласно залегают образования серии иббут-бей, представленные тонкослоистыми черными глинистыми граптолитовыми сланцами, чередующимися с тонкими прослоями известковистых песчаников. На западе острова Мелвилл у залива Иббут в основании серии были собраны *Didymograptus cf. extensus* Hall., *Glyptograptus cf. dentatus* (Brogg) и др., датирующие аренигский ярус нижнего ордовика; в средней части ее — *Climacograptus bicornis cf. tricornis* Lapw., *Orthograptus quadrimicronatus* (Hall) верхов лландейло — нижнего карадока и *Climacograptus cf. latus* Elles et Wood ашгильского яруса верхнего ордовика; в верхней части се-



Фиг. 69. Линейные складки складчатой зоны островов Парри на острове Батерст. Фото из работы И. Фортье (1957).

рии — *Petalograptus plameus* Вагг., *Monograptus regularis* Тогг. среднего лландовери и *Stomatograptus grandis* (Suess.), *Monograptus pridon* Вго и п верхов лландовери и, наконец, в 60 м от кровли серии — *Monograptus bohemicus* Вагг. верхней части венлокского яруса нижнего силура.

Таким образом, возраст серии иббут-бей определяется как нижний ордовик — нижний силур. Видимая мощность ее 1150 м.

Верхнесилурийские отложения на острове Мелвилл не обнажены. По данным Фортье (Fortier, 1957), они были описаны в центре острова Батерст, где представлены глинистыми и известковистыми тонкозернистыми песчаниками мощностью до 900 м. На породах силура согласно залегают образования серии мелвилл-айленд, представленной в основании тонкослоистыми алевролитами и песчаниками с прослоями органиогенных известняков. Выше они сменяются серыми алевролитами и красноцветными песчаниками с тонкими прослоями известковистых сланцев, известняков и углей. Возраст серии принимается Тозером (Tozer, 1956) как девонский и, возможно, нижнекаменноугольный. Мощность ее около 3400 м.

На всем протяжении складчатой зоны островов Парри породы нижнего и среднего палеозоя смяты в узкие линейные складки субширотного простирания, обычно протягивающиеся на значительные расстояния. В южной части зоны распространены антиклинальные складки, обычно узкие, симметричные, и синклинали, широкие, правильной округлой формы, с углами падения на крыльях 20—25° (фиг. 69). По направлению на север интенсивность складчатости постепенно возрастает и складки в этом районе имеют крутые северные крылья и более пологие южные (углы падения пород на последних около 35—40°).

В пределах горста Патрик слагающие его девонские отложения смяты в широкие брахискладки меридионального направления, с углами



падения на крыльях до 30°. В ядрах складок породы лежат практически горизонтально. Такая слабая дислоцированность девонских образований в горсте Патрик, вероятно, объясняется тем, что эти структуры являются окраинными складками миогеосинклинального прогиба.

Суммируя приведенные выше данные по стратиграфии и тектонике миогеосинклинального прогиба восточной части геосинклинальной зоны Франклина, следует остановиться на некоторых общих особенностях ее строения.

Миогеосинклинальный прогиб на юге имеет в плане извилистую границу, которая соответствует краю Северо-Американской платформы. Эта граница в ряде мест, например на севере острова Девон и юге острова Элсмир, проводится Торстейнссоном и Тозером (Thorsteinsson, Tozer, 1960) по крутому флексурному перегибу, отделяющему пологие моноклинали платформенного чехла от миогеосинклинали. В других местах она остается не изученной, так как проходит по проливам Мелвилл и Барроу. По направлению на север и северо-восток горизонтально залегающие, преимущественно карбонатные породы чехла платформы по геофизическим данным резко увеличиваются по мощности от 2000—3500 до 9000 м на расстоянии нескольких километров (Gregory, Bower, Morley, 1961). По направлению к миогеосинклинали происходит смена доломитов, широко развитых в пределах чехла, известняками и сланцами миогеосинклинали. Ордовикские и силурийские образования в окраинных частях миогеосинклинального прогиба представлены преимущественно карбонатными формациями. По направлению к центральной части прогиба они почти повсеместно сменяются черными граптолитовыми сланцами, мощность которых в целом значительно меньше, чем синхронных с ними по возрасту известняков. Наличие черных тонкослойных граптолитовых сланцев в осевой части прогиба позволяет нам предполагать, что здесь на протяжении ордовика и силура располагался некомпенсированный прогиб. В послесилурийскую эпоху в осевой части миогеосинклинали происходило формирование мощной (от 3500 до 4200 м) толщи песчаников и известняков девона. Интенсивность складчатости, как уже говорилось выше, постепенно возрастает по направлению на север, и палеозойские образования в пределах эвгеосинклинального прогиба геосинклинальной системы Франклина более сложно дислоцированы.

Эвгеосинклиналь. В пределах эвгеосинклинального прогиба Фортъе, Мак-Нейр и Торстейнссон (1958) выделяют складчатую зону Северного Элсмира. Она расположена на севере острова Элсмир и протягивается по крайней северо-восточной части его на юго-запад, до северного конца острова Аксель-Хейберг. На западе складчатые структуры зоны перекрываются образованиями Свердрупского прогиба, а на востоке они, вероятно, продолжают в Северную Гренландию, как это и предполагал Кох (Koch, 1935). Это положение остается, однако, окончательно не доказанным, так как в пределах Северной Гренландии до настоящего времени не проведены сколько-нибудь детальные геологические наблюдения.

В последние годы изучение геологического строения складчатой зоны Северного Элсмира было проведено Блакадаром (Blackadar, 1954), Христи (Christie, 1957), Торстейнссоном (Thorsteinsson, 1960) и другими, но значительные территории этого региона покрыты ледниками и не доступны для геологических исследований. По данным этих геологов, в строении складчатого пояса участвуют метаморфизованные и интенсивно дислоцированные породы позднего докембрия и нижнего палеозоя, несогласно перекрытые верхнекаменноугольными и нижнепермскими конгломератами, песчаниками и известняками северного борта Свердрупского прогиба. Наиболее древними и широко распространен-

ными породами в пределах складчатой зоны являются образования серии кейп-колумбия, описанные Блакадаром и Христи по берегам заливов Мак-Клинток и Филлипс. Они представлены биотито-полевошпатовыми, горнблендито-биотито-полевошпатовыми и другими гнейсами, хлорито-полевошпатовыми сланцами, кварцитами и кристаллическими известняками. Отложения серии кейп-колумбия прорваны гнейсированными гранитами, сненитами, перидотитами и норитами, интрузирующими породы только этой серии. Возраст серии Христи определяет как доордовикский, так как обломки этих пород встречаются в гальке ордовикских конгломератов. Сделанные Уанлессом определения абсолютного возраста гнейсов серии кейп-колумбия по биотиту, равняются 545 млн. лет, что позволяет считать их возраст скорее всего допалеозойским (Thorsteinsson, Tozer, 1960).

В пределах северной части острова Элсмир Христи указывает на широкое распространение средне- и верхнеордовикских образований, в которых им и Блакадаром выделяется ряд серий, встречающихся в отдаленных один от другого районах. Нижняя из них — серия маун-дизраэли представлена филлитовыми сланцами с прослоями перекристаллизованных известняков. Обнажающаяся выше по разрезу серия мак-клинток сложена андезитами, андезито-базальтами, вулканическими брекчиями, туфами, граувакками и аркозовыми песчаниками. В верхней части серии песчаники чередуются с тонкими прослоями перекристаллизованных известняков и гипсов, суммарная мощность которых не превышает 120 м (Blackadar, 1954). Общая мощность серии мак-клинток свыше 3500 м. Возраст пород серии точно не установлен. По данным Христи (Christie, 1957), они несогласно перекрываются образованиями верхов среднего и верхнего ордовика, поэтому он условно относит отложения серии мак-клинток к нижнему и низам среднего ордовика. Возможно, возраст этих серий и более древний. В северо-западной части складчатой зоны Северного Элсмара стратиграфическими аналогами серии мак-клинток, по мнению Христи, могут являться основные эффузивы, сланцы, туфы и граувакки серии бейун (острова Лэндс-Локк) и граувакки и сланцы серии эймина (района залива Филлипс).

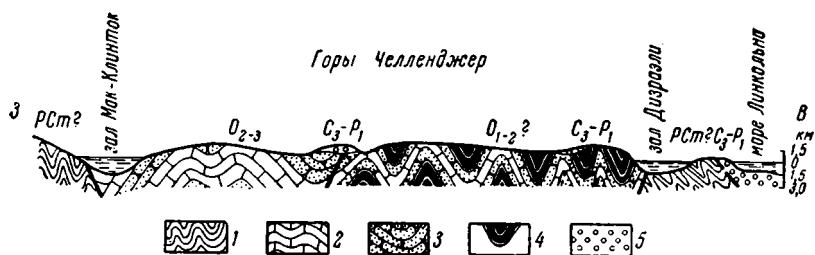
Образования серии челленджер с резким угловым несогласием перекрывают породы серии мак-клинток. Они представлены в основании конгломератами, которые сменяются красными песчаниками и серыми известняками, чередующимися в верхней части разреза с прослоями основных эффузивов. Видимая мощность этих пород около 2000 м. Собранные Христи в породах серии челленджер окаменелости датируют ее возраст как верхи среднего и верхний ордовик. Следует отметить, что Христи параллелизует отложения этой серии с одновозрастными образованиями залива Гониоцерас северо-западной Гренландии, описанными Трельсеном (Troelsen, 1950).

Породы силура и девона в пределах складчатой зоны Северного Элсмара изучены слабо. Только на полуострове Свартеваг (северо-запад острова Аксель-Хейберг) и по побережью залива Эмма (северо-запад острова Элсмир) Торстейнссон (Thorsteinsson, 1960) описал песчаники и сланцы с граптолитами верхнего силура, согласно чередующиеся с основными эффузивами.

Общая суммарная мощность измененных осадочных пород и основных эффузивов в пределах складчатой зоны Северного Элсмара, по данным Торстейнссона и Тозера (Thorsteinsson, Tozer, 1960), достигает 18 500 м.

Все описанные выше докембрийские и палеозойские образования интенсивно дислоцированы. Они смяты в узкие линейные и изокли-

нальные складки северо-восточного простирания. В южной части складчатой зоны Северного Элсмира развиты преимущественно линейные структуры с углами падения на крыльях 40—60°. По направлению на север степень дислоцированности и метаморфизма пород резко возрастает. Здесь широко развиты как линейные, так и изоклиналильные складки с крутыми залеганиями пород на крыльях (до 60—80°), иногда запрокинутые на север (фиг. 70), разбитые многочисленными разломами, секущими их по простиранию. На западе и юго-западе эти структуры погружаются под отложения верхнего палеозоя и мезозоя Свердрупского прогиба.



Фиг. 70. Геологический разрез гор. Челленджер (сев. острова Элмир), складчатая зона Северного Элсмира (по Христи, 1957).

1 — метаморфические породы серии кейп-колумбия (PCm?); 2 — известняки; 3 — песчаники; 4 — основные эффузивы серии мак-клинтон (O<sub>1-2</sub>?) и челленджер (O<sub>2-3</sub>); 5 — конгломераты верхнего палеозоя (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>).

Таким образом, в целом в эвгеосинклинальном прогибе геосинклинальной системы Франклина наиболее распространенными палеозойскими образованиями являются граувакки, полимиктовые песчаники и конгломераты, сланцы и туфы, а также метаморфические эквиваленты этих пород. Большинство вулканогенных пород нижней половины разреза этого региона палеонтологически не охарактеризованы, что позволяет некоторым исследователям ставить под сомнение их палеозойский возраст. Однако описанные Христи основные эффузивы ордовика и изученные Торстейнссоном вулканогенные породы в силурийских отложениях безусловно свидетельствуют о значительной роли эффузивных образований среди осадочных серий палеозоя этого прогиба.

Итак, как уже указывалось выше, в большинстве районов восточной части геосинклинальной системы Франклина, накопление мощных геосинклинальных серий закончилось к середине нижнего карбона, и на этих образованиях несогласно и трансгрессивно залегают верхнекаменноугольные и пермские отложения. Такими районами являются: побережье фиорда Тролд (Tozer, 1960) и Каньон-фиорда (Troelsen, 1952) — в складчатой зоне Центрального Элсмира; побережье бухты Уэтероме на востоке острова Мелвилл (Thorsteinsson, Tozer, 1960) — в складчатой зоне островов Парри; побережье заливов Мак-Клинтон и Филлипс — в пределах эвгеосинклинальной зоны Северного Элсмира и, наконец, северо-восточная часть острова Корнуоллис — в Корнуоллисской складчатой зоне. Кроме того, в западной части Корнуоллисской складчатой зоны, в районе залива Дрифтвуд на востоке острова Батерст, Торстейнссоном и Гленистером (Thorsteinsson, Gleinister, 1960), и еще ранее Фортье (Fortier, 1957) было установлено, что отложения среднего девона с угловым несогласием залегают на граптолитовых сланцах ордовика и силура. Эти факты позволили упомянутым выше авторам считать почти всю территорию геосинклинальной зоны Франклина областью среднепалеозойской (доверхнекаменноугольной)

складчатости, а складчатую зону островов Корнуоллис выделять как район каледонской складчатости.

Однако это заключение, на наш взгляд, спорно. Анализ истории развития северной части Северо-Американской платформы и геосинклинальной зоны Франклина свидетельствует о том, что в эпоху верхнего силура и нижнего девона тектонические движения различной степени интенсивности захватили обширные территории, далеко выходящие за границы геосинклинальных прогибов Арктического архипелага Канады, и к среднему девону они почти полностью прекратились в пределах платформы, мигрируя на север и на запад. К этому времени закончили свое относительно интенсивное воздымание поднятия Минто и Бутия, контролировавшие осадконакопление в верхнем силуре и нижнем девоне в северной части платформы. Правильнее было бы полагать, что интенсивные воздымания поднятия Бутия в нижнем девоне привели к прекращению осадконакопления в тех частях геосинклинали, которые непосредственно к нему примыкают или лежат на его простирании. Вероятно, они и обусловили угловое несогласие и перерыв внутри геосинклинального комплекса между верхним силуром и средним девонам. В целом же геосинклиналь Франклина, включая Корнуоллисскую складчатую зону, закончила свое геосинклинальное развитие в среднем и, частично, в верхнем девоне, т. е. в ту же эпоху, что и складчатые сооружения системы Черского и Новосибирского архипелага. Последующие мезозойские и третичные глыбовые движения несколько усложнили палеозойскую структуру востока геосинклинальной системы Франклина.

**Свердрупский прогиб.** В пределах Канадского архипелага значительная часть геосинклинальной системы Франклина, как уже указывалось выше, с резким угловым несогласием и перерывом перекрыта верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями Свердрупского прогиба. Он расположен на территории островов Аксель-Хейберг и Принс-Патрик, а также островов Элlef- и Амунд-Рингнес, Корнуолл, Макензи-Кинг и Борден и западной части острова Элсмир, протягиваясь в западо-юго-западном направлении от складчатой зоны Северного Элсмira до западной части складчатой зоны островов Парри. Ось прогиба, по данным Торстейнссона и Тозера (Thorsteinsson, Tozer, 1960), расположена в южной его части и прослеживается от полуострова Сабин на острове Мелвилл в северо-восточном направлении до Земли Гранта, на острове Элсмир, совпадая с предполагаемой границей между эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зонами геосинклинальной системы Франклина.

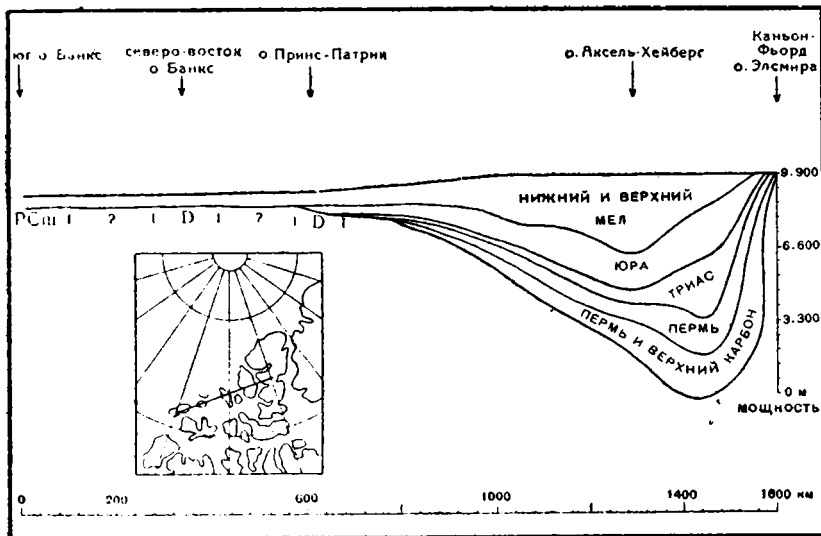
Верхнекаменноугольные и пермские образования, слагающие низы разреза Свердрупского прогиба, обнажаются в основном по его северной и юго-западной периферии. Наибольшие по площади выходы пород этого возраста известны также и в ядрах соляных куполов. Наиболее мощные верхнекаменноугольные и пермские образования известны в северо-восточной части острова Аксель-Хейберг, где они представлены базальтами и перекрывающими их кремнистыми известняками и песчаниками общей мощностью до 3200 м. По направлению на восток и юго-восток мощность прослоев базальтов в разрезе постепенно уменьшается и уже на острове Элсмир, на побережье Каньон-фиорда и в восточной части побережья Грили-фиорда (Fortier, 1957), отложения этого возраста представлены в основном конгломератами, сменяющимися пестроцветными песчаниками и известняками мощностью свыше 700 м. По направлению на юго-запад этот разрез в целом выдерживается и лишь на севере острова Мелвилл увеличивается в мощности. Здесь, в районе бухты Уэтеролл, основание его слагают верхнекаменноугольные конгломераты с галькой подстилающих пород, сменяющиеся красноцвет-

ными песчаниками мощностью около 800 м. Выше они перекрываются косослоистыми песчаниками с прослоями известняков, сланцев и внутрiformационных конгломератов перми, мощностью до 1150 м. Общая мощность верхнего карбона и перми на острове Мелвилл достигает 2000 м. Следует отметить, что среди песчаников в этом разрезе присутствуют гипсы, ангидриты и гипсоносные сланцы, которые наиболее широко развиты в центральной части Свердрупского прогиба. Хейвуд (Heuwood, 1955), изучавший диапировые купола острова Элlef-Рингнес, условно определял возраст гипсов и ангидритов как девонский или силурийский. Однако последующими исследованиями (Thorsteinsson, Tozer, 1960) было установлено, что они верхнекаменноугольного или пермского возраста. Мощность эвапоритов, по данным этих геологов, достигает первых сотен метров.

Образования триаса, совместно согласно перекрывающие отложения перми, наиболее хорошо обнажены и изучены в северо-восточной части Свердрупского прогиба. Самый мощный разрез пород триаса известен на восточном побережье острова Аксель Хейберг, в районе озера Бучанан (Souther, 1960), где основание его слагают алевролиты, чередующиеся с тонкими прослоями сланцев, а верхи разреза — в основном сланцами, песчаниками, алевролитами с пластовыми интрузиями габбро. Общая мощность этих пород достигает 4300 м. По направлению на юго-запад и северо-восток мощность образований этого возраста значительно уменьшается. Так, в западной части острова Аксель-Хейберг, по данным Торстейнссона и Тозера (Thorsteinsson, Tozer, 1960), разрез триаса сложен глинистыми сланцами и известняками с прослоями известковистых песчаников, мощностью до 2800 м, а на западном побережье острова Элсмир, к северо-востоку от пролива Нансена и Грили-фиорда, континентальными образованиями — глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников, общая мощность которых около 1700 м. Далее на юго-запад отложения триасовой системы постепенно выклиниваются, а на северо-западном побережье острова Мелвилл вовсе отсутствуют. Здесь образования юры трансгрессивно перекрывают палеозойские известняки.

Отложения юрского возраста в большей части Свердрупского прогиба представлены континентальными образованиями и только в северной части его, на острове Аксель-Хейберг, они образованы толщей чередующихся между собой морских и континентальных пород. Здесь, в центральной части острова, низы разреза юры слагают песчаники, сменяющиеся алевролитами и глинистыми сланцами с тонкими прослоями углей, а верхи его — переслаивающимися песчаниками и сланцами. Общая мощность юры в центральной части острова Аксель-Хейберг около 2000 м. Юго-восточнее, на полуострове Вьёрне, на юго-западе острова Элсмир, образования юры, согласно перекрывающие породы триаса, по данным Фортье (Fortier, 1957), сложены в основном песчаниками мощностью до 800 м, среди которых имеются тонкие прослои углей, далее на запад, на острове Корнуоллис, мощность юры уменьшается до 450 м. В крайней западной части прогиба на островах Мелвилл и Принс Патрик, по данным Тозера (Tozer, 1956), юрские пески и песчаники, содержащие прослои глины и фосфатные конкреции, становятся еще менее мощными, не превышая в этом районе 180 м.

Меловые образования, выполняющие центральную и западную часть Свердрупского прогиба, наиболее полно представлены на островах Аксель-Хейберг и Элlef-Рингнес. Это в основном терригенные породы, среди которых имеются прослои базальтов. В центральной и южной частях острова Аксель-Хейберг, по данным Тозера (Tozer, 1960, 1961), основание разреза мела слагают глинистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов, выше сменяющиеся песчаниками с подчи-



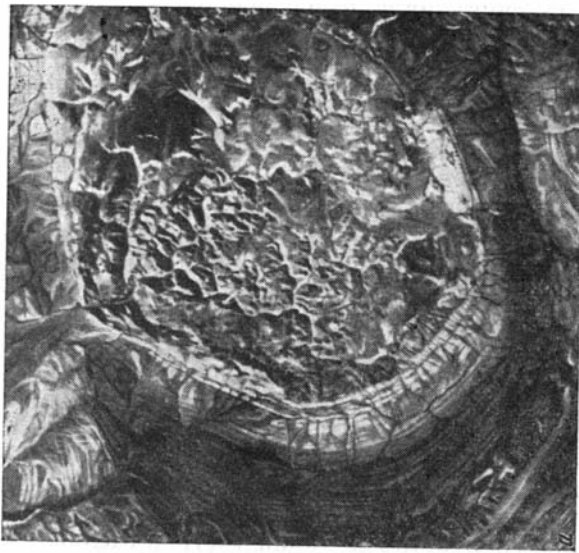
Фиг. 71. Схема распределения мощностей в Свердрупском прогибе (по Р. Торстейнссону и Е. Тозеру, 1960).

ненными прослоями известняков, углей и вулканических брекчий (мощность последних до 70 м); в верхах разреза преобладают глинистые сланцы, среди которых имеются прослойки песчаников и конгломератов. Венчают разрез мела острова Аксель-Хейберг базальты, мощность прослоев которых около 200 м, и глинистые сланцы верхнего мела. Общая максимальная мощность меловых отложений в этом разрезе достигает 3000 м. Западнее, на острове Элlef-Рингнес, по данным Хейвуда (Heuwood, 1955), разрез меловых образований несколько сокращается в мощности. Здесь основание разреза слагают черные сланцы, сменяющиеся серыми и красными песчаниками с прослоями сланцев с тонкими линзами углей; в верхней половине разреза среди сланцев и песчаников имеются прослойки известняков; мощность разреза около 2100 м. Следует отметить, что описанные выше образования в пределах острова Элlef-Рингнес прорваны дайками и силлами базальтов, диабазов и габбро. В пределах остальной части Свердрупского прогиба на востоке, на полуострове Фосгейм (остров Элсмир) и на западе на острове Принс Патрик, меловые образования представлены песками, песчаниками и сланцами, мощность которых, по мнению Тозера (Tozer, 1956), превышает 1000—1500 м.

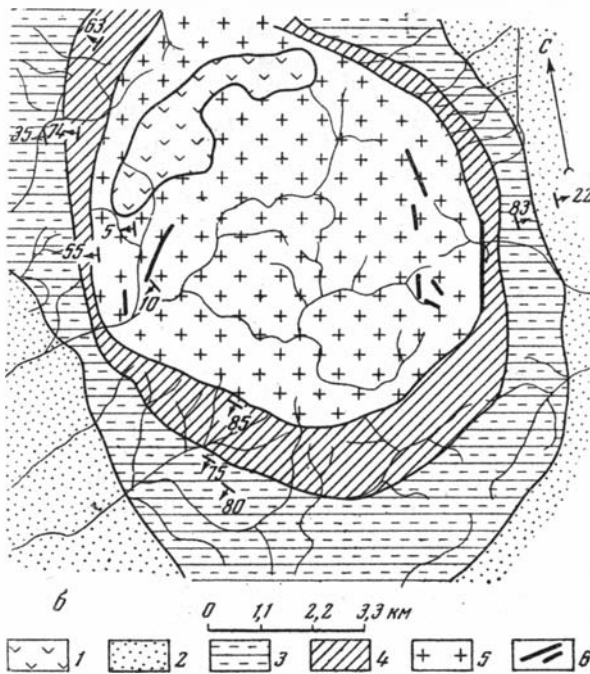
Более молодые образования в Свердрупском прогибе представлены песчаниками и глинами серии босфорта с фораминиферами палеогена, видимая мощность которых достигает на островах Аксель-Хейберг и Элсмир 2500—3000 м. Породы серии босфорта широко распространены и за пределами прогиба, на острове Банкс и далее вдоль северного побережья Северной Америки.

Суммарная максимальная мощность отложений верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, выполняющих Свердрупский прогиб в осевой части его, на острове Аксель-Хейберг, по данным Торстейнссона и Тозера (Thorsteinsson, Tozer, 1960), достигает 13 км (фиг. 71).

Тектоническое строение Свердрупского прогиба неоднородно. В восточной его части, захватывающей почти всю западную половину острова Элсмир и сложенной преимущественно породами верхнего палеозоя и триаса, развиты складки северо-западного простирания. Это обычно



a



Фиг. 72. Строение диапирового купола Айсachsen о. Эллеф-Рингнес (а — аэрофотоснимок; б — схема геологического строения, по Хейвуду, 1955 г.) Третичные образования: 1 — базальты стандарт-фиорд; верхний мел; 2 — песчаники гассел; 3 — алевролиты кристофер; нижний мел; 4 — песчаники исаксен; верхний палеозой (?); 5 — ангидриты и гипсы; 6 — дайки габбро-диабазов

широкие троговые синклинали и разделяющие их крупные сводовые антиклинали, на крыльях которых породы падают под углами 20—30°, а в ядрах лежат почти горизонтально. По направлению на северо-запад сводовые структуры восточной части прогиба постепенно сменяются пологими моноклиналями, наклоненными на северо-запад и юго-восток по направлению к оси прогиба. Вдоль оси прогиба, как уже говорилось выше, расположено, по данным Фортье (Fortier, 1957), около 40 соляных куполов. Последние впервые описаны Брауном (Brown, 1951), который использовал при этом лишь аэрофотоснимки, а затем уже значительно более детально — Хейвудом (Heywood, 1955). Ими были изучены диапировые структуры острова Элlef-Рингнес, среди которых самой крупной является купол Айсачсен (фиг. 72). В центральной части купола правильной округлой формы, достигающей в диаметре 6,5 км, породы залегают почти горизонтально, на крыльях они падают под углами от 35 до 85°, а затем выполаживаются и залегают почти горизонтально. В этой части прогиба породы смяты в крупные пологие складки (углы падения на крыльях 5—10°) почти меридионального простирания, в целом совпадающие с общим простиранием Корнуоллсской складчатой зоны. В западной части Свердрупского прогиба, где, за исключением полуострова Сабин (остров Мелвилл), отсутствуют соляные купола, породы имеют пологое северо-восточное падение и на большей части залегают почти горизонтально.

Итак, в пределах Свердрупского прогиба выделяются три обширных района, дислоцированных с разной степенью интенсивности: восточный — с широким развитием крупных сводовых и троговых складок, центральный — район развития солянокупольных структур, и западный — обширная территория почти горизонтально залегающих пород. В первых сводных работах (Фортье, Мак-Нейр и Торстейнссон, 1958; Fortier, 1957) авторы рассматривали восточную часть Свердрупского прогиба как район нижнемеловой складчатости, который они выделяли как складчатую зону Эурека. Последующими исследованиями Торстейнссон и Тозер (Thorsteinsson, Tozer, 1960) доказали, что складки этой части прогиба в большинстве имеют третичный возраст и, учитывая отсутствие каких-либо угловых несогласий и резких фациальных изменений в мезозойских отложениях этого района, они пришли к выводу, что в восточной части прогиба, как и на всей его территории, проявились лишь послетретичные глыбовые движения, известные в обширных областях, прилегающих к Северному Ледовитому океану. Различие в строении отдельных частей прогиба, видимо, объясняется гетерогенным строением его фундамента и наличием в нем глубинных разломов.

Таким образом, Свердрупский прогиб, заложившийся в пределах восточной части геосинклинальной зоны Франклина, начал свое развитие в верхнем палеозое и замкнулся в третичное время. Наиболее равномерное и интенсивное осадконакопление происходило в осевой части его, причем мощности всех образований равномерно уменьшаются к его периферии. В этом же направлении наблюдается смена морских отложений континентальными (Tozer, 1961). Выполняющие его терригенные и соленосные образования являются формационно весьма сходными с одновозрастными образованиями наложенных впадин других палеозойских складчатых областей.

### ГОРЫ РИЧАРДСОН И БРИТАНСКИЕ

Палеозойские структуры гор Ричардсон расположены на северном продолжении Восточных Скалистых гор Канады вдоль берега р. Макензи. В северной части гор Ричардсон они образуют развернутый веер складок, восточные из которых имеют северо-восточное простира-



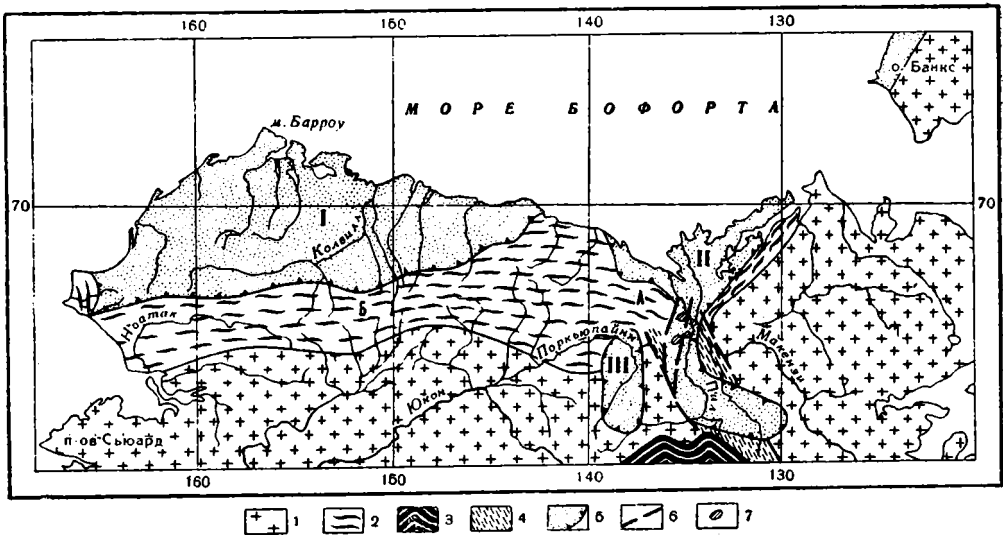
ние, а западные — северо-западное. Продолжение палеозойских структур в районе гор Ричардсон и Британских точно не установлено и до настоящего времени является дискуссионным. Долгое время их выделяли как окраинный антиклинорий в невадийской геосинклинальной области Скалистых гор (Кэй, 1955; Bostock, Mulligan, Douglas, 1957). После проведения детальных геологических работ, вначале Мартином (Martin, 1959), а затем Елецким (Jeletzky, 1961), было убедительно доказано, что история развития этого региона в палеозое и в мезозое резко отлична от истории формирования геосинклинальной области Скалистых гор. На основании этого данные исследователи высказали предположение, что южная часть гор Ричардсон представляет собой внутриплатформенный складчатый пояс, который прослеживается вдоль зоны крупных глубинных разломов Донна-Ривер, отделяющих Юконский срединный массив от Северо-Американской платформ. Северная часть гор Ричардсон и Британские горы относились Мартином и Елецким к миогеосинклинали палеозойской геосинклинальной системы Франклина. Остановимся на геологическом строении этого района.

Основание разреза миогеосинклинальной зоны в Британских горах и горах Ричардсон слагают чередующиеся между собой кварциты и серицитовые и хлоритовые сланцы, которые вверх по разрезу сменяются филлитовыми сланцами. Общая видимая мощность этих пород около 4000 м. Возраст их Мерти (Mertie, 1932) и Мартин (Martin, 1959) определяют как верхний докембрий и, возможно, нижний кембрий. Выше по разрезу, на восточном склоне хребта Ричардсона и в долине р. Пил, метаморфические образования согласно сменяются сланцами, песчаниками и известняками среднего и верхнего кембрия, мощность которых достигает 2000 м. По направлению на север, на северных отрогах гор Ричардсон, терригенные образования верхнего кембрия фациально сменяются известняками и кремнистыми доломитами с прослоями сланцев, видимая мощность которых не менее 1200 м.

Ордовикские отложения в пределах гор Ричардсон, в отличие от районов Канадского Арктического архипелага, имеют ограниченное распространение. На восточном склоне этих гор, в долине р. Пил, породы этого возраста, по данным Уоррена и Стелка (Warren, Stelck, 1949) и Джексона и Ленца (Jackson, Lenz, 1962), представлены пачкой черных глинистых сланцев и аргиллитов с обильными граптолитами, которые датируют возраст вмещающих отложений от нижнего до верхнего ордовика. Общая мощность граптолитовых сланцев увеличивается с юга на север от 500 м до 1000—2000 м. Несколько севернее, в верховьях рек Роад и Рок, в верхах разреза образований этого возраста увеличивается количество прослоев кремнистых и песчаных известняков и кремнистых сланцев, видимая мощность которых свыше 700—800 м.

В долине нижнего течения р. Пил аргиллиты и сланцы ордовика согласно перекрыты толщей чередующихся между собой граптолитовых сланцев, аргиллитов, криноидных и брекчиевидных известняковых конгломератов силурийского возраста, общая мощность которых около 800 м. Севернее и северо-западнее образования силурийского возраста представлены преимущественно известняками и кремнистыми доломитами с прослоями черных кремней. Кроме того, в Британских горах среди них имеются мощные прослои песчаников, которые венчают разрез силура.

В пределах гор Ричардсон, как и всей восточной части Скалистых гор, отложения нижнего девона отсутствуют, а породы среднего и верхнего девона залегают на нижележащих трансгрессивно, но без углового несогласия (Gabrielse, 1957). Разрез среднего девона сложен разнопластовыми черными известняками и сланцами, в северной части



Фиг. 73. Тектоническая схема западной части геосинклинальной зоны Франклин.

1 — Северо-Американская платформа и Юконский срединный массив; 2 — палеозойские миогеосинклинальные прогибы зоны Франклин; 3 — мезозойская геосинклинальная область Кордильер; 4 — Авлакоген Олигви-Ричардсон; 5 — мезозойские наложенные впадины; 6 — разломы; 7 — диапировые купола, А — прогиб Северо-Ричардсонский; Б — прогиб Брукса; I — Колвиллский прогиб, II — Миллчаннелская впадина, III — Олдкроусская впадина.

хребта почти полностью сменяющимися известняками, мощностью до 400—500 м. На них трансгрессивно залегают черные глинистые сланцы, алевролиты с прослоями конгломератов и песчаники, содержащие псилофитовую флору верхнедевонского облика. Мощность пород верхнего девона достигает 1800—2000 м.

Породы нижнего карбона, по данным М. Мангуса (Mangus, 1953), известны лишь на северо-западе Британских гор. Они представлены органогенными и песчанистыми известняками, в значительной степени битуминозными, среди которых имеются прослои пестроцветных мергелей. Мощность этих образований достигает 1000 м.

На породах нижнего карбона с резким угловым несогласием и перерывом залегают конгломераты и песчаники верхнего карбона, слагающие основание Олдкроусской впадины.

Общая суммарная мощность отложений от кембрия до нижнего карбона в горах Ричардсон и Британских достигает 7000—7500 м.

В пределах этого района палеозойские образования почти повсеместно дислоцированы, однако характер складчатости на восточном и западном склонах гор Ричардсон и в Британских горах различен.

На восточном и южном отрогах гор Ричардсон палеозойские образования, так же как и в горах Макензи, смяты в крутые широкие складки меридионального простирания типа брахисинклиналей с пологими сводами и крутым падением пород на крыльях (Bostock, Mulligan, Douglas, 1957). Здесь прослеживается ряд крупных разломов, параллельных осям основных складчатых структур. В северной части гор и на западе крупные сводовые складки сменяются узкими линейными формами, оси которых образуют развернутый веер (фиг. 73). В целом они образуют крупный антиклинорий, ядро которого сложено докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, а крылья — породами девона и нижнего карбона. В осевой части антиклинория расположен узкий прогиб, который разделяет его на две части: северную —

антиклиналь Аклавик и южную — антиклиналь Дейв-Лорд-Крик (Jeletzky, 1961). В пределах этих антиклинальных складок породы смяты в узкие линейные структуры второго порядка, запрокинутые, как правило, на запад. Они осложнены многочисленными сбросами и надвигами небольшой протяженности, с малой амплитудой смещения.

В северной части гор Ричардсон и в Британских горах в последние годы были установлены гранитные интрузии палеозойского возраста. По данным Баадсгарда, Фолинсби и Липсона (Baadsgaard, Folinsbee, Lipson, 1961), абсолютный возраст гранитов Олдкроусского и Фиттонского массивов, которые прорывают нижнепалеозойские образования и перекрываются конгломератами верхнего девона, 350 млн. лет.

Данные абсолютного возраста гранитов гор Ричардсона позволили этим исследователям связывать их со среднедевонскими тектоническими движениями.

По характеру тектонического развития в пределах этой части геосинклинальной зоны Франклина, как уже указывалось выше, выделяются два района: южный, охватывающий юго-восточную часть гор Ричардсона, и северный, который включает в себя Британские горы и северо-западную часть гор Ричардсон.

В юго-западной части гор Ричардсон палеозойские образования представлены преимущественно песчано-сланцевой толщей, мощность которой не выше 4000 м. Они выполняют узкий прогиб, который на восток постепенно выполаживается; на западе этот прогиб отделен зоной регионального разлома глубинного заложения от восточной части древнего Юконского срединного массива. В пределах этой части гор Ричардсон палеозойские образования смяты в пологие сводовые складки. Елецкий (Jeletzky, 1961), детально изучивший этот район, пришел к выводу, что юго-восточная часть гор Ричардсон представляет собой структурную зону промежуточного типа между платформой и собственно геосинклинальной зоной Франклина. Им также было высказано предположение, что крупные разломы, которые прослеживаются вдоль Восточных Скалистых гор в меридиональном направлении, а также крупные сундучные складки в палеозойских образованиях чехла Северо-Американской платформы, являются отражением тектонических движений по разломам в докембрийском фундаменте.

Особо следует остановиться на положении этого шовного прогиба. По данным Кэя (1955), Елецкого (Jeletzky, 1958), Грика (Gryc, 1961) и других, мезозойские и палеозойские складчатые структуры Восточных Скалистых гор в пределах Аляски, в верховьях р. Юкон, меняют свои почти меридиональные простирания на широтные и западные и продолжают в Аляскинском хребте, обрамляя с юга древний срединный Юконский массив. Таким образом, западнее гор Макензи они образуют внутренний угол (Шатский, 1946<sub>2</sub>). Н. С. Шатский отметил, что от мест таких крутых поворотов складчатых систем в пределы платформ прослеживаются гигантские тектонические швы, вдоль которых расположены своеобразные глубокие прогибы — авлакогены. Авлакогены характеризуются мощным накоплением осадочных формаций, близких к миогеосинклинальным, и пологими дислокациями, связанными с перемещениями тектонических блоков фундамента. По классификации А. А. Богданова (1961), палеозойский прогиб Олигви-Ричардсон можно рассматривать как сквозной авлакоген, разделяющий Северо-Американскую платформу и крупную ее часть — Юконский массив.

История тектонического развития северной части гор Ричардсон и Британских существенно отличается от тектонической истории более южных районов. В течение нижнекембрийского — среднедевонского

времени здесь располагался крупный прогиб почти широтного простирания. Он выполнялся преимущественно породами карбонатного ряда и сланцами. Во внешней южной части прогиба, кроме этих образований, также широко распространены и кремнистые отложения. В эпоху нижнего и среднего девона ось прогиба мигрировала на север и значительная часть гор Ричардсон и Британских представляла собой поднятия. Видимо, в это время происходило внедрение и Фиттонского, и Олдкроусского гранитных массивов.

В верхнем девоне интенсивное прогибание вновь распространилось на северные районы гор Ричардсон. В это время в прогибах формировалась мощная толща терригенных пород. Вероятно, источником сноса этих осадков явилась восточная часть Юконского массива (Martin, 1959). В нижнем карбоне терригенные осадки сменяются карбонатными образованиями, накоплением которых собственно и завершилась седиментация в пределах ниже- и среднепалеозойского прогиба. Эпоха среднекаменноугольного времени характеризуется проявлением интенсивных складкообразовательных движений, образовавших складчатую структуру этого района.

Таким образом, по истории развития и характеру дислокаций северная часть гор Ричардсон и Британские горы очень сходны с миогеосинклинальной зоной Канадского Арктического архипелага. Это единство в истории тектонического развития позволило Мартину (Martin, 1961) предположить, что миогеосинклиналь зоны Франклина продолжается на запад, через северную половину острова Банкс до устья р. Макензи и Британских гор. На возможность такой связи косвенно может указывать и наличие северо-восточных простираний на северо-востоке гор Ричардсон.

На юге Британских гор и в дельте р. Макензи палеозойские дислокации перекрыты с резким угловым несогласием верхнепалеозойскими и мезозойскими образованиями, выполняющими Олдкроусскую и Милдчаннелскую наложенные впадины.

Милдчаннелская впадина расположена на северо-востоке района в нижнем течении р. Макензи. Основание впадины гетерогенно: на юге и востоке породы, выполняющие ее, залегают на палеозойском чехле Северо-Американской платформы, на юго-западе они частично перекрывают палеозойские структуры авлакогена Олигви-Ричардсон, а на севере — геосинклинальной зоны Франклина. Границы впадины повсеместно проводятся по контурам выходов верхнепалеозойских и мезозойских образований. Она имеет длину около 300 км и простирается почти в меридиональном направлении при ширине в южной части 100 км, а в северной до 300 км.

Основание разреза Милдчаннелской впадины на юге слагают песчаники и сланцы, а на севере конгломераты и песчаники верхнего карбона, которые в северной части гор Ричардсон несогласно залегают на более древних палеозойских образованиях. Мощность пород этого возраста непостоянна. В южной части впадины она не превышает 300 м, а в северной — около 800 м. Эти породы согласно перекрываются образованиями нижней перми. В южной части Милдчаннелской впадины пермские отложения сложены преимущественно сланцами, мощность которых достигает 200 м, а в северной — чередованием песчаников и сланцев суммарной мощностью до 300—400 м.

Повсеместно в пределах впадины отсутствуют отложения верхней перми и нижнего и среднего триаса и нижнепермские терригенные породы трансгрессивно, но без видимого углового несогласия перекрываются образованиями верхнего триаса. Последние представлены мало мощной (до 100 м) пачкой темных битуминозных сланцев, чередующихся с прослоями песчанистых известняков, сланцев и песчаников.

Залегающие на них породы юрского возраста наиболее полно представлены в осевой части впадины. Основание разреза образований этого возраста слагают сланцы и песчаники, выше сменяющиеся толщей средне- и тонкозернистых аркозовых песчаников. Мощность юрских образований на севере гор Ричардсон достигает 800 м. Меловые отложения Милдчаннелской впадины были подробно описаны Елецким (Jeletzky, 1958) в районе пос. Аклавик. По данным этого исследователя, разрез нижнего мела в этом районе слагают чередующиеся между собой песчаники и сланцы, мощность которых около 800 м. В образованиях верхнемелового возраста он выделяет три литологически различных пачки: нижняя, сложенная переслаивающимися между собой песчаниками и сланцами, средняя — сланцами и верхняя — песчаниками. Мощность пород верхнего мела также достигает 800 м.

В северной, наиболее погруженной части впадины, в устье р. Макензи, широко распространены третичные и четвертичные отложения, которые представлены гравеллитами и песчаниками с прослоями бурых углей, общей мощностью до 750 м (Hume, 1954).

Суммарная мощность отложений Милдчаннелской впадины достигает 4000 м.

Весьма своеобразно тектоническое строение Милдчаннелской впадины. Во многом оно обусловлено строением фундамента впадины. Восточный и юго-восточный ее борта характеризуются очень простым строением. Здесь породы верхнего палеозоя и мезозоя образуют пологую моноклиналь, наклоненную на запад под углом 5—10°. Западный борт Милдчаннелской впадины построен более сложно. В узкой зоне глубинного разлома Донна-Ривер, ограничивающего впадину с запада, породы мезозоя сложно дислоцированы. В узкой полосе, примыкающей к глубинному шву и оперяющим его более мелким разломам, мезозойские образования дислоцированы в различные по форме мелкие структуры, иногда запрокинутые. Елецкий (Jeletzky, 1961) описал в этой части впадины также и складки волочения, которые, по его мнению, образовались в результате крупных горизонтальных перемещений по разлому Донна-Ривер. В северной части впадины преобладают широкие пологие складки, простирание которых совпадает с простиранием палеозойских структур. Здесь были установлены две крупных структуры протыкания, ядра которых образованы гипсами и ангидритами. Строение этих структур было подробно описано Кентом и Расселом (Kent, Russell, 1961).

Таким образом, Милдчаннелская впадина в целом характеризуется довольно простым внутренним строением. В формировании ее структуры существенную роль сыграло возобновление тектонических движений по крупным разломам в докембрийском и палеозойском складчатом фундаменте, наиболее ярко проявившееся в верхнемеловое и третичное время. В эту же эпоху происходило и образование современного рельефа северо-западной Канады.

Олдкроусская впадина, расположенная на западном склоне Британских и гор Ричардсон и в верховьях бассейна р. Поркьюпайн, характеризуется простым внутренним строением.

Верхнепалеозойские образования впадины на севере перекрывают палеозойские складчатые структуры Британских гор, а на юге залегают на докембрийских отложениях восточной части Юконского массива. В нижней части разреза впадины залегают верхнекаменноугольные конгломераты, которые с резким угловым несогласием перекрывают породы фундамента. Выше они сменяются разномелочными песчаниками и в меньшей степени известняками с окаменелостями верхов карбона. Мощность этих пород в долине р. Олд-Кроус достигает 700—800 м. На этих отложениях трансгрессивно со значительным перерывом

залегают песчаники и сланцы верхнеюрского возраста. В центральной части впадины в разрезе верхней юры преобладают сланцы, а по периферии ее — песчаники. Максимальной мощности верхняя юра достигает в ядре впадины (1000 м). Юрские образования этой впадины согласно перекрыты породами меловой системы. Здесь основание разреза мела слагают грубозернистые песчаники с прослоями внутриформационных конгломератов. Верхняя половина разреза мела образована в основном тонкозернистыми аркозовыми песчаниками. Мощность меловых отложений в ядре Олдкроусской впадины достигает 900 м, но по направлению к ее периферии она заметно сокращается до 200—300 м.

Общая максимальная мощность верхнепалеозойских и мезозойских отложений во впадине около 2700—3000 м.

Тектоническое строение Олдкроусской впадины относительно простое. В целом она имеет вытянутую в северо-западном направлении продолговатую форму. На крыльях ее породы наклонены под углом около 10°, а в Центральной части залегают почти горизонтально. Следует отметить, что морфология структур более высоких порядков в пределах ее северной части не описана, поэтому нет каких-либо сведений о характере их строения. Итак, Олдкроусская впадина, судя по мощности накопившихся в ней верхнепалеозойских и мезозойских отложений, характеризовалась на протяжении этого времени меньшими амплитудами прогибания, чем соседняя с ней Милдчаннелская впадина. Она имеет также и более простое внутреннее строение. При состоянии современной ее изученности трудно пока говорить о причинах различия тектонического строения этих впадин. Во многом оно, вероятно, обусловлено тем, что значительная часть Олдкроусской впадины была расположена в пределах стабильного в палеозое и мезозое Юконского массива, который прослеживается далее на запад, обрамляясь с юга мезозойской геосинклиналью Кукоквим, а с севера палеозойским геосинклинальным прогибом, расположенным в пределах хребта Брукса.

### СЕВЕРНАЯ АЛЯСКА

К северной Аляске обычно относят обширную территорию, лежащую севернее 67° с. ш. В ее пределах выделяются три крупные тектонические единицы: северная часть докембрийского Юконского срединного массива, охватывающая правобережье р. Юкон, палеозойская геосинклиналь Брукса, расположенная в пределах одноименного хребта, и на крайнем севере — Колвиллский прогиб, который прослеживается в Арктической прибрежной равнине и северных отрогах хребта Брукса.

Изучение тектонического строения палеозоя этой территории началось еще в начале нашего века, однако и до настоящего времени нет полной сводки о строении и истории развития основных структурных зон. Материалы по геологическому строению отдельных частей хребта Брукса и прилегающих к нему районов приведены в работах Мерти (Mertie, 1932, 1937), Смита (Smith, 1939), Кэя (1955), Ирдли (1954), Дутро (Dutro, 1961), Миллера, Пейна и Грика (1961), а также ряда других исследователей. Следует отметить, что по обширным областям, где известны выходы домезозойских образований, не имеется никаких опубликованных данных.

Образования докембрийского возраста распространены на левобережье междуречья Юкон — Поркьюпайн. В основном они слагают северную часть Юконского срединного массива.

Основание разреза докембрия образует толща метаморфических пород, выделяемая под названием «кристаллические сланцы брич-крик».

Она представлена сильно метаморфизованными и местами плейчатыми кварцитами, кварцево-сланцевыми и слюдястыми сланцами, сменяющимися в верхней части разреза полевошпатово-серпичитовыми и хлоритовыми сланцами с прослоями кристаллических известняков. В отдельных местах сланцы брич-крик прорваны гнейсированными гранитоидами, в контакте с которыми они переходят в гранитовые, ставролитовые и альбитовые гнейсы. Повсеместно эти породы интенсивно дислоцированы, а их мощность, по данным Мерти (Mertie, 1937), достигает нескольких тысяч метров. Возрастными аналогами сланцев брич-крик Мерти (Mertie, 1937), Мартин (Martin, 1959) и другие считают метаморфические породы верхнего протерозоя группы юкон, которые обнажаются в северо-западной Канаде. Весьма возможно, что они соответствуют по возрасту и низам серии белт (Raupе, 1951).

Севернее, в южных предгорьях хребта Брукса, на сланцах брич-крик несогласно залегают образования группы тиндер. Они представлены в основании кварцитовидными песчаниками и сланцами, которые выше по разрезу сменяются тонкополосчатыми известняками и кремнистыми доломитами. В средней части толщи имеются пачки красноватых континентальных песчаников и конгломератов, которые в северной части бассейна Юкона чередуются с прослоями основных эффузивов, преимущественно базальтов и их туфов. Мощность вулканических пород обычно не превышает 200—350 м.

Общая мощность группы тиндер на правобережье Юкона около 3000—4000 м, но в бассейне левых притоков этой реки она возрастает до 6000—7000 м, причем в ней заметно увеличивается количество прослоев терригенных пород.

Возраст отложений группы тиндер в бассейне р. Поркьюпайн определяется Кейрнесом (Cairnes, 1914) и Мерти (Mertie, 1932) как до-среднекембрийский. Эти авторы сопоставляют упомянутые образования с серией белт и относят их к верхнему докембрию (риффею?). Однако группа тиндер выделяется далеко не повсеместно в северной Аляске. В ряде мест, как например, в бассейне р. Тозитна и на полуострове Сьюард образования докембрия и нижнего палеозоя не разделены, поэтому на последней геологической карте Аляски они выделены в ряде мест совместно с отложениями кембрийского, ордовикского, а местами и силурийского возраста как «толща нерасчлененных додевонских образований, возможно частично докембрийского возраста».

Образования кембрия в пределах северной Аляски не были описаны. В пределах восточной части Юконского срединного массива на породах группы тиндер без видимого углового несогласия залегают отложения нижнего ордовика. В долине р. Веллоу-Крик в горах Уайт-Маунтинс породы этого возраста представлены песчаниками, алевролитами и черными сланцами. Выше они перекрываются известняками и известковистыми туфами среднего и верхнего ордовика, среди которых на севере гор Уайт-Маунтинс имеются прослойки базальтов, названных Мерти «эффузивами фоссил-крик». Общая мощность ордовика этого района около 600 м. Во всех других частях Юконского срединного массива ордовик представлен преимущественно карбонатными образованиями, мощность которых также не превышает 500—600 м.

Отложения силура как в бассейне Юкона, так и в хребте Брукса представлены карбонатными образованиями. В долине Юкона, близ г. Фербенкс, разрез пород этого возраста сложен чередующимися между собой доломитами и оолитовыми известняками мощностью до 800 м. По направлению на север в южных предгорьях хребта Брукса, в долине р. Ковач, силурийские отложения представлены единой

толщей, названной Смитом и Мерти (Smith, Mertie, 1930) «известняками скейит». Она в отдельных разрезах с резким угловым несогласием залегает на породах докембрия. Основание толщи слагают брекчиевидные известняки и доломиты, которые выше сменяются серыми тонкослоистыми известняками, переслаивающимися с тонкими линзами глинистых сланцев. Мощность силурийских пород в хребте Брукса не менее 2000 м.

Более полно по сравнению с нижележащими изучены образования девонского возраста. Породы нижнего девона в Северной Аляске отсутствуют, и непосредственно на известняках силура без видимого углового несогласия залегают среднедевонские отложения.

В бассейне среднего и верхнего течения Юкона в пределах Юконского массива в нижней части разреза среднего девона преобладают массивные известняки, которые постепенно сменяются туфами основных эффузивов и туфобрекчиями. В переходной зоне между Юконским массивом и палеозойским прогибом Брукса в этой части разреза Мерти (Mertie, 1937) описал среди известняков прослой базальтов, претерпевших незначительные зеленокаменные изменения. Верхи разреза девона сложены палеонтологически охарактеризованными органогенными известняками, чередующимися с прослоями сланцев и кварцевых песчаников. Общая мощность разрезов пород этого возраста меняется от 500 до 1000—1200 м, причем она постепенно увеличивается к периферии Юконского массива.

В центральной части хребта Брукса разрез средне- и верхнедевонских отложений фациально резко меняется по сравнению с более южными районами. Основание разреза среднего девона слагают чередующиеся между собой черные сланцы, песчаники и тонкослоистые известняки. Верхи среднего девона образованы преимущественно известняками и доломитами. Общая мощность пород этого возраста около 1000—1200 м. На них согласно налегают породы верхнедевонского возраста. В горах Де-Лонга на крайнем западе хребта Брукса, по данным Сейбла и Дутро (Sable, Dutro, 1961), отложения верхнего девона представлены в основном доломитами и известняками, среди которых имеются прослой глинистых сланцев, песчаников и внутрiformационных конгломератов, суммарной мощностью около 700 м. Восточнее, в центральной части хребта, в горах Эндикотт карбонатные образования замещаются толщей терригенных пород. Здесь, в районе озера Чайнин, нижнюю часть разреза верхнего девона слагают переслаивающиеся между собой песчаники и сланцы, мощность которых достигает 500 м. Выше они сменяются постепенно крупно- и среднегалечными конгломератами и песчаниками, а в самых верхах разреза — пестроцветными песчаниками с тонкими прослоями сланцев и конгломератов. Эта толща грубообломочных пород была выделена Боучером и Дутро (Bowsher, Dutro, 1957) в отдельную серию, названную ими «конгломераты кенаут». Мощность серии около 1000 м. Суммарная мощность верхнего девона в горах Эндикотт не менее 1500 м.

Общая мощность девонских отложений в палеозойском прогибе Брукса достигает 2500 м.

Нижнекаменноугольные образования в северной части Юконского срединного массива, в среднем течении Юкона, согласно сменяют породы девона, а севернее — трансгрессивно перекрывают докембрийские образования.

В районе г. Ливенгуд, в бассейне Юкона, основание разреза пород этого возраста слагают чередующиеся между собой среднеслоистые песчанистые известняки и аргиллиты, среди которых имеются незначительные по мощности прослой и линзы кремнистых сланцев. Выше они перекрыты отложениями серии кальцио-блафф, сложенной известня-



ками с тонкими прослоями сланцев и аргиллитов. Мощность нижнего карбона в этом разрезе достигает 600—800 м.

По направлению на север, в северной окраинной части Юконского массива, осадочные образования нижнего карбона фациально сменяются вулканогенно-осадочными отложениями группы ремпарт. Севернее долины Юкона, близ пос. Ремпарт, по данным Мерти (Mertie, 1937), в основании группы залегают морские сланцы и песчаники, которые постепенно вверх по разрезу сменяются туфогенными песчаниками, туфо-агломератами и кремнистыми породами. Верхняя часть разреза группы сложена базальтами, образующими крупные покровы, локально приуроченные к зоне сочленения массива с палеозойским прогибом Брукса. Мощность группы ремпарт непостоянна и максимально достигает 1000 м.

В отличие от северной части Юконского срединного массива, в пределах хребта Брукса отложения нижнего карбона представлены преимущественно карбонатными образованиями, выделенными Смитом (Smith, 1913) в группу лисбан. В горах Де-Лонга, в западной части хребта, основание разреза группы лисбан слагают песчаные известняки и известковистые сланцы, среди которых встречаются прослойки песчаников. Выше они сменяются крупнозернистыми толстослоистыми известняками с линзами кремнистых сланцев (Sable, Dutro, 1961). Общая мощность нижнего карбона здесь около 1500 м.

Восточнее, в центральной части хребта, в горах Эндикотт, разрез пород этого возраста был детально описан Боушером и Дутро (Bowsheer Dutro, 1957). По данным этих исследователей, основание разреза слагают здесь чередующиеся между собой песчаники, глинистые сланцы и песчаные и красноцветные известняки, общая мощность которых 300 м. Выше их согласно перекрывают доломиты и разнослоистые известняки, среди которых имеются прослойки органогенных и кремнистых разностей, мощностью до 700 м. Общая мощность отложений нижнего карбона в горах Эндикотт около 1000 м. На этих отложениях в пределах хребта Брукса несогласно залегают породы пермского возраста.

Общая суммарная мощность нижнего и среднего палеозоя в северной части Юконского срединного массива около 3000—3500 м, однако нужно отметить, что нигде в его пределах не известен непрерывный разрез пород этого возраста.

В пределах хребта Брукса мощность пород палеозоя возрастает более чем вдвое и достигает 7500—8000 м.

Перейдем к характеристике морфологии структурных элементов палеозоя этих двух районов. Образования рифейского (?) и палеозойского возраста в пределах Юконского срединного массива выполняют в целом широкие пологие депрессии и с резким угловым несогласием залегают на докембрийских сланцах брич-крик. Последние слагают сложное дислоцированный складчатый фундамент этого района. Породы фундамента смяты в сложные изоклиналильные складки, имеющие в основном широтное и северо-западное простирание. В них имеются разломы, секущие структуры по простиранию. В зонах этих разломов широко развита плейчатость. К сожалению, отсутствуют сведения о строении докембрийских толщ западнее слияния рек Юкон и Поркьюпайн. На полуострове Сьюард образования, слагающие складчатый фундамент, также смяты в сложные структуры широтного или почти широтного простирания.

Залегающие на них рифейские и палеозойские отложения характеризуются несравненно более простым строением. Они выполняют широкие пологие впадины, а в северо-западной части массива эффузивы каменноугольного возраста выполняют крупные покровы. Так, по данным Мерти (Mertie, 1937), рифейские образования в районе пос. Игл

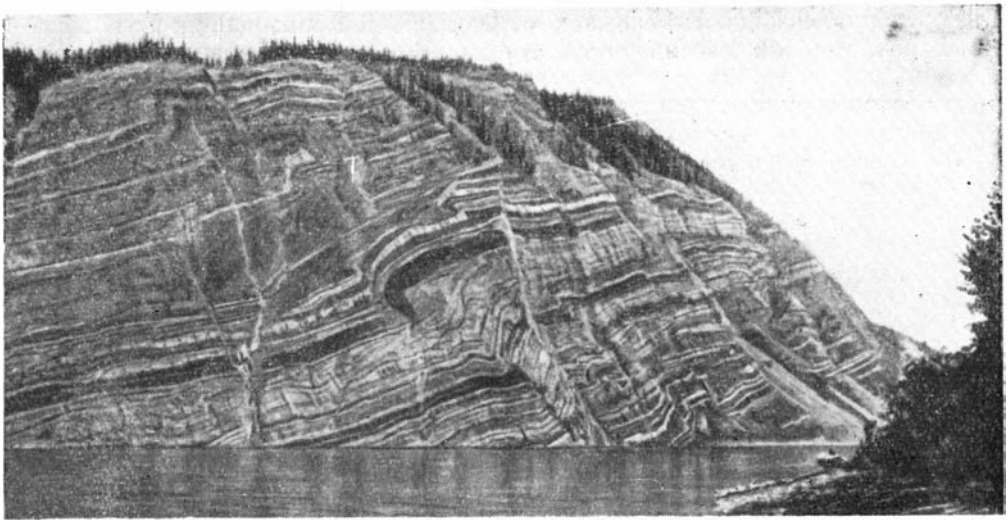


Фиг. 74. Характер залегания пестроцветных пород рифея (?) на востоке Юконского срединного массива (фото из работы Д. Мерти, 1937).

залегают почти горизонтально (фиг. 74) и лишь в контакте с породами фундамента образуют моноклираль с углом падения  $15^\circ$ . В ряде мест структуры палеозойского чехла срединного массива осложнены крупными разломами широтного простирания, обычно с небольшой амплитудой вертикального смещения. К этим разломам часто приурочены крупные пологие структуры. В зонах разломов углы падения пород достигают  $30^\circ$ , но при удалении от них наклоны слоев быстро выполаживаются и чаще всего не превышают  $10^\circ$  (фиг. 75).

В северной части массива, от долины р. Кобук и до нижнего течения р. Поркьюпайн, прослеживается, видимо, целая система крупных сбросов, обуславливающая глыбовое строение этой части массива (Раупе, 1951). О типах складок этого района можно судить лишь по отдельным кратким сведениям о характере дислокаций палеозойского чехла, полученных при съемочных работах в небольших по площади участках. В долине Поркьюпайна и в бассейне Юкона, у пос. Форт-Юкон, отложения девона и карбона выполняют относительно широкие впадины с углами падения на крыльях до  $25\text{--}30^\circ$ , осложненные разломами. В центральных частях впадин породы залегают почти горизонтально. Западнее, в бассейне р. Куюкук, нижнекаменноугольные эффузивно-осадочные образования группы ремпарт слагают почти горизонтально залегающий палеозойский чехол срединного массива, но в зоне регионального разлома, прослеживающегося по юго-восточному борту Куюкукской впадины, ширина которой около 500 м (Mertie, 1937), смяты в локальные мелкие складки. Аналогичный тип дислокаций характерен для палеозойских отложений полуострова Сьюард. Следует только отметить, что в этом районе более широко развиты разрывные нарушения. К разломам в северной части Юконского массива приурочены гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, а также дайки основных образований, прорывающие породы палеозоя. Возраст интрузивных тел неясен. Возможно, что некоторые из них внедрялись в верхнепалеозойское время.

Иной тип строения и характер дислокаций свойствен районам хребта Брукса. Слагающие его палеозойские образования образуют крупный палеозойский антиклинорий, который прослеживается почти



Фиг. 75. Выход нижнекаменноугольных отложений серии кальциоблафф в долине среднего течения р. Юкон (фото из работы Ф. Смита, 1939).

в широтном направлении от Британских гор на востоке до залива Коцебу на западе более чем на 1000 км. Шарнир антиклинория с запада на восток от района гор Бэрда до гор Шуотка постепенно воздымается, затем, в верховьях р. Чандалар, несколько погружается, а на северо-востоке, в районе р. Каннинг, вновь испытывает значительное воздымание. Восточную часть антиклинория продолжают палеозойские складчатые структуры Британских гор. По данным Миллера, Пейна и Грика (1961), здесь образования нижнекаменноугольного и, возможно, девонского возраста смяты в узкие линейные складки, осложненные на крыльях разломами типа сбросов и надвигов со смещением на несколько километров. Западнее, в центральной части антиклинория, кроме узких линейных складок, широко развиты и чешуйчатые структуры. Здесь в ряде мест Боучер и Дутро (Bousher, Dutro, 1957) установили, что перемещения по надвигам достигают 15—20 км (фиг. 76). Подобный же характер дислокаций палеозойских толщ наблюдается и в крайней западной части хребта. Однако в этом районе простираение палеозойских дислокаций несколько изменяется вначале на юго-западное, а затем в пределах антиклинория Тигара на северо-западное.

Южное крыло антиклинория, повсеместно граничащее с Юконским срединным массивом, построено несравненно проще, чем его центральная часть. Здесь породы палеозоя образуют крупную моноклираль с углами падения близ свода антиклинория 30—40°, постепенно выполаживающуюся по направлению на юг. Северное крыло его повсеместно перекрыто мощными мезозойскими осадочными толщами, выполняющими Колвиллский прогиб.

Итак, по типу тектонического развития в палеозое Юконский срединный массив и палеозойская геосинклиналь Брукса существенно различны. Первый из них на протяжении всего палеозоя и, видимо, рифея был относительно стабильной областью. Будучи расположенным между огромной геосинклинальной областью Кордильер, прослеживающейся в Аляске в пределах Аляскинского хребта и геосинклиналь Брукса, при своих относительно небольших размерах он реагировал на интенсивные тектонические движения, проявлявшиеся в геосинклиналях. Интенсивные опускания последних в течение всего нижне-

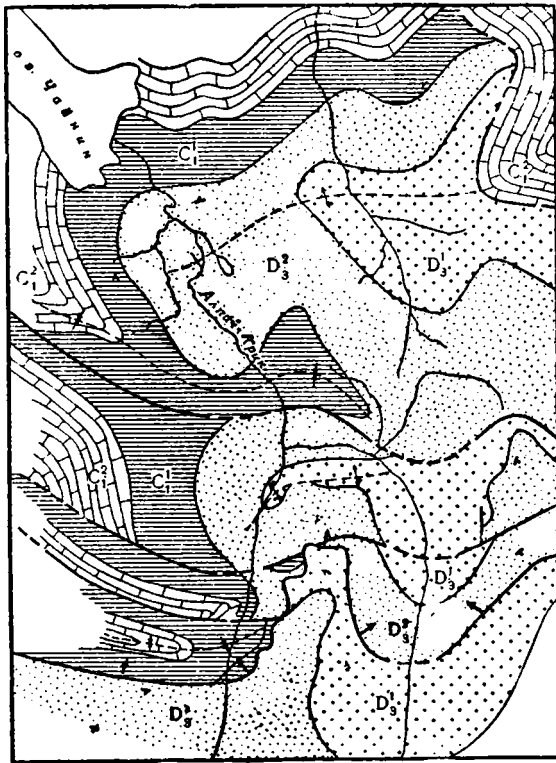
и среднепалеозойского времени отразились в образовании региональных разломов на массиве, по которым происходило неоднократное излияние базальных лав. Пейн (Payne, 1951), а затем Грик (Gryc, 1961) высказали предположение, что Юконский массив служил жестким упором для геосинклиналей и представляет собой структуру, сходную по своему строению и положению с древним массивом в районе плато Колорадо.

Иным типом тектонического развития в палеозое характеризуется область хребта Брукса. Уже в рифейское время эта территория испытывала интенсивные опускания, которые компенсировались накоплением мощных терригенных толщ. Они выполняли крупный по своей протяженности прогиб, который является западным продолжением миогеосинклинальной зоны Ричардсона и входит в геосинклинальную систему Франклина. В нижнем палеозое в прогибе происходило формирование мощной толщи преимущественно карбонатных пород. К сожалению, они очень плохо изучены, но, судя по работам Мерти и Смита (Mertie, 1932; Smith, Mertie, 1930), карбонатные образования кембрийского—силурийского возраста в прогибе Брукса имеют в основном хемогенное происхождение.

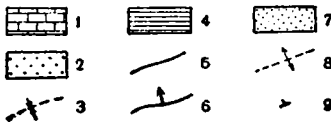
В нижнем девоне значительная часть этой террито-

рии представляла собой поднятие, и в ее пределах не происходило осадконакопления. Вероятно, воздымание было связано с эпохой каледонской складчатости, которая, хотя и не привела к замыканию геосинклинального режима и складчатости, но в геосинклинальном прогибе проявилась образованием обширной зоны поднятий с внедрением небольших интрузий гранитоидов.

Заключительный этап развития миогеосинклинального прогиба Брукса характеризуется общим крупным опусканием всей его территории. Оно охватывает промежуток геологического времени от среднего девона до нижнего карбона включительно. В начале этой эпохи в прогибе происходило накопление грубо- и тонкообломочных отложений, а в конце — карбонатно-кремнистых.



1600 0 1600 3200 4800 м



Фиг. 76. Геологическая карта центральной части гор Эндикотт (хребт Брукса) (по А. Боучеру и Т. Дутро, 1957).

- 1 — верхи нижнего карбона; 2 — низы нижнего карбона; 3 — фаменский ярус; 4 — франский ярус; 5 — разломы; 6 — оси антиклиналей; 7 — оси синклиналей; 8 — надвиги; 9 — направление падений пород

Особо следует остановиться на источниках сноса обломочного материала. Значительная часть его была несомненно принесена с юга, из области Юконского срединного массива. Однако в последние годы (Рауне, 1951) было установлено, что на северо-востоке миогеосинклинального прогиба питание терригенным материалом происходило также и с севера. На основании этого, а также геофизических исследований и буровых работ Пейн, а затем Грик (Грус, 1961) высказали предположение, что приблизительно севернее  $70^\circ$  с. ш. в палеозойское время была расположена древняя платформа (Гиперборейская), которая и являлась источником обломочного материала. По мнению ряда других исследователей, например Мартина (Martin, 1961), граница этой платформы проходила несколько севернее современной береговой линии, в пределах шельфа моря Бофорта. Однако и этими исследователями подчеркивается, что в течение девонского и нижнекаменноугольного времени, как и всего палеозоя, Гиперборейская платформа играла существенную роль в формировании геосинклинали Брукса.

Завершилось геосинклинальное развитие в прогибе Брукса во вторую половину каменноугольного времени общим поднятием и складкообразовательными движениями, в результате которых в основном образовалась складчатая структура этого района.

Дальнейшее усложнение тектонического строения палеозойской миогеосинклинали Брукса произошло в верхнепалеозойское и мезозойское время, т. е. в эпоху образования Колвиллского прогиба.

Колвиллский прогиб расположен на крайнем севере Аляски. Повсеместно верхнепалеозойские и мезозойские породы, выполняющие его, залегают трансгрессивно и несогласно на образованиях складчатого фундамента палеозойской миогеосинклинали Брукса. Длина прогиба около 1200 км, а ширина его не менее 500—600 км. Наиболее полно была изучена южная и центральная части Колвиллского прогиба. Северный его борт частично погружается под воды Северного Ледовитого океана. Почти повсеместно вдоль южного края прогиба прослеживаются выходы пород пермского возраста, которые образуют самые низы стратиграфического разреза этой структуры. По данным Паттона (Patton, 1957), пермские образования представлены в основании пестроцветными серыми песчаниками, сланцами и алевролитами, мощность которых не превышает 100—150 м. Выше они с перерывом, но без видимого углового несогласия, перекрываются обычно образованиями верхнего триаса. Последние всюду представлены чередованием черных битуминозных сланцев, известковистых песчаников и известняков, которые были выделены Леффингуэллом (Leffingwell, 1919) в серию чублик. Хотя литологический состав серии выдерживается в пределах всего южного борта прогиба, мощность ее меняется. На северо-востоке, в долине р. Каннинг, она достигает 500—700 м и постепенно уменьшается на запад до 150—200 м.

В северо-восточной части прогиба образования верхнего триаса согласно сменяются серыми сланцами кинчак, которые соответствуют по возрасту всему объему юрской системы. Мощность сланцев кинчак не превышает 1000—1400 м. Западнее и юго-западнее триасовые отложения согласно перекрываются породами серии тиглукпук средне- и верхнеюрского возраста (Patton, 1956). В южных предгорьях гор Эндикотт разрез серии сложен сланцами, переслаивающимися с алевролитами, известковистыми и грауваковыми песчаниками с отдельными прослоями мелкогалечных внутриформационных конгломератов и кремнистых пород. Общая мощность его около 400 м. Необходимо отметить, что, по данным Миллера, Пейна и Грика (1961), отложения юрского возраста распространены далеко не всюду в пределах прогиба, а встречаются только в локальных, наиболее прогнутых участках.

Самое широкое развитие в Колвиллском прогибе имеют меловые образования. В связи с тем, что в них в последние годы были обнаружены месторождения нефти и газа, разрез пород этого возраста изучен весьма детально. На основании буровых и геологосъемочных исследований Грик и другие (Grys a. oth., 1956) разработали подробную стратиграфическую схему меловых отложений этого района. Для всей мощной толщи меловых отложений этими авторами была установлена одна общая закономерность в фациальных изменениях: на юге прогиба преобладают континентальные образования, а на севере — морские.

В южной части Колвиллского прогиба, по данным Грика и других (Grys a. oth., 1956), в северных предгорьях хребта Брукса основание разреза нижнего мела слагают ритмично чередующиеся между собой морские сланцы, песчаники и алевролиты, которые выше постепенно сменяются более грубозернистыми образованиями — граувакковыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами с тонкими прослоями сланцев, общей мощностью до 2000 м. Верхняя часть разреза нижнемеловых отложений в этом районе представлена породами группы нанутук. Ее образуют преимущественно континентальные тонко- и среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с прослоями конгломератов, алевролитов и сланцев, а также с редкими прослоями углей, суммарной мощностью около 1200 м.

Общая мощность нижнего мела на юге прогиба достигает 3000—3200 м. В северной части Колвиллского прогиба, в среднем течении р. Колвилл, нижнемеловые отложения представлены в основном морскими образованиями: глинистыми, песчано-глинистыми и известковистыми сланцами, среди которых имеются подчиненные прослои алевролитов и песчаников и кремнистые конкреции. Мощность этих пород несколько меньше, чем одновозрастных континентальных образований южного борта прогиба, и достигает 1500—2500 м.

Верхнемеловые образования прогиба повсеместно представлены породами группы колвилл, стратиграфический разрез которой в северной и южной частях прогиба, так же как и подстилающих ее образований, различен. Лишь нижние горизонты верхнего мела, выделенные в серию сейбил (Grys, Patton, Payne, 1951), повсеместно представлены чередованием морских бентонитовых, песчано-глинистых и глинистых сланцев, песчаников и алевролитов, мощностью до 300 м.

Верхняя часть разреза группы колвилл в ядре прогиба сложена континентальными песчаниками и алевролитами с тонкими прослоями углей серии принс-крик, мощностью около 1500 м. Севернее они почти полностью фациально замещаются морскими бентонитовыми и глинистыми сланцами, чередующимися с прослоями и пачками тонкозернистых туфогенных песчаников, алевролитов, туфов и углей, максимальная мощность которых около 900 м (Whittington, 1956).

Общая мощность верхнемеловых отложений изменяется с юга на север от 1500—1800 до 1000—1200 м.

Венчают разрез Колвиллского прогиба породы серии губик третичного возраста, представленные континентальными и морскими песками и сланцами, мощность которых с севера на юг постепенно возрастает от нескольких десятков метров до 2000 м в районе Катер-Крик (Morris, 1957).

Максимальная суммарная мощность верхнепалеозойских и мезозойских отложений в ядре Колвиллского прогиба около 7000 м. По направлению к бортам прогиба общая мощность этих пород резко сокращается и достигает на севере, по данным буровых скважин, в районе мыса Барроу 750—850 м (Миллер, Пейн, Грик, 1961), а на юге в южной части предгорий хребта Брукса — 2500—3000 м.

Тектоническое строение Колвиллского прогиба относительно простое и на большей части его породы залегают полого-волнисто или горизонтально. Только в южном крыле прогиба мезозойские отложения смяты в складки. По данным Грика, Паттона и Пейна (Грус, Patton, Raupе, 1951), строение этой части прогиба осложнено многочисленными продольными разломами, большая часть которых представляет собой сбросы и взбросы с амплитудами смещения в несколько сотен метров. Они обуславливают общее глыбово-ступенчатое строение южного крыла прогиба. В зонах, сопряженных с разломами, верхнепалеозойские и мезозойские отложения смяты в складки, углы наклона на крыльях которых постепенно выполаживаются по направлению на север. В центральной части прогиба и в его северном крыле преобладают крупные пологие складки типа валов, с углами падения на крыльях до 5—10°. В рядах широких синклиналей, разделяющих их, отложения залегают горизонтально.

Итак, как по характеру отложений, так и по интенсивности дислокаций Колвиллский прогиб не может быть отнесен к структурам с мезозойским геосинклинальным развитием.

Некоторые исследователи (Сакс, 1958; Пушаровский, 1961), высказывая предположение о геосинклинальном развитии в мезозое районов, лежащих к северу от р. Юкон, выделили Колвиллский прогиб как краевой прогиб мезозойской складчатой области, развивавшейся в эпоху замыкания геосинклинали на границе с Гиперборейской платформой. Однако такая трактовка тектонической природы Колвиллского прогиба нам кажется спорной хотя бы уже потому, что он удален от мезозойской геосинклинальной области Кордильер более чем на 500 км, а верхнепалеозойские — юрские породы, которые подстилают меловые отложения в пределах прогиба, ни по характеру дислокаций, ни по формационному составу не могут быть отнесены к геосинклинальным образованиям. Кроме того, прогиб расположен почти целиком в пределах палеозойской геосинклинальной области. Поэтому правильнее его было бы относить к наложенным мезозойским структурам, которые, как уже указывалось выше, широко развиты в палеозойской геосинклинальной системе Франклина, тем более, что по своему строению Колвиллский прогиб очень сходен с такими наложенными структурами, как Свердрупский прогиб и Милдчаннелская впадина.

#### **ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ ФРАНКЛИНА**

Суммируя изложенные выше данные о тектоническом строении отдельных крупных регионов геосинклинальной зоны Франклина, следует особо остановиться на некоторых основных общих закономерностях ее развития. Обрамляя с севера Северо-Американскую платформу и Юконский срединный массив, палеозойская геосинклинальная зона Франклина на востоке сопрягается с каледонидами Земли Пири и гипотетическим продолжением через хребет Ломоносова палеозойской геосинклинальной зоны Черского. В ее пределах преобладают зоны с миогеосинклинальным типом развития.

Основание у миогеосинклинальных зон этой системы в различных ее частях, видимо, разновозрастное. На востоке, в пределах Канадского Арктического архипелага, миогеосинклинальная зона заложилась, вероятно, на архейском складчатом фундаменте, который, по данным Блакадара и Фрейзера (Blackadar, Fraser, 1961), обнажается несколько южнее границы миогеосинклинали на Баффиновой Земле и в поднятии Бутия. Структуры архейского фундамента имеют северо-западные простирания и секутся границей палеозойской геосинклинали под

острым углом. Более молодое по возрасту складчатое основание находится на западе миогеосинклинальных зон системы Франклина. Здесь осадочные комплексы этих зон залегают на протерозойском складчатом фундаменте, сложенном породами серий юкон и брич-крик. Возможно, что протерозойды от долины р. Макензи продолжают и северо-восточнее, под островами Аксель-Хейберг и Элсмир, в пределы северо-западной Гренландии, однако данных для доказательства этого предположения имеется слишком мало. Следовательно, в настоящий момент можно утверждать, что миогеосинклиналь на юге геосинклинальной зоны Франклина закладывалась не только на самом молодом по возрасту фундаменте платформы, но и на древнем, перерабатывая и ассимилируя северные окраины Канадского щита.

Наличие гетерогенного складчатого основания, резко отличающегося по степени метаморфизма и типам складчатых дислокаций от вышележащих осадочных комплексов, позволяет более или менее однозначно решить вопрос о времени заложения геосинклинальных прогибов зоны Франклина. Как в пределах Канадского Арктического архипелага на востоке, так и на севере Аляски мощное осадконакопление в миогеосинклинальных зонах, вероятно, началось в эпоху формирования осадочных толщ, литологически сходных с серией белт, являющейся нижним комплексом пояса Милларда Кордильерской геосинклинали (Кэй, 1955). Несомненно, возрастные сопоставления разрезов группы тиндер и соответствующих образований на южных островах архипелага с серией белт во многом требуют специального изучения. Однако одинаковое положение в разрезе этих толщ и их литологическое сходство позволяют предполагать, что заложение геосинклинальной зоны Франклина произошло в раннем рифее, т. е. в ту же геологическую эпоху, что и палеозойской системы Кордильер, хотя дальнейшее развитие этих геосинклинальных сооружений свидетельствует об их существенных различиях.

Одной из основных особенностей геосинклинальной зоны Франклина является слабое проявление в ее пределах эффузивного вулканизма, а в связи с этим отсутствие эвгеосинклинальных прогибов большой протяженности, подобных эвгеосинклиналям Кордильер или Аппалач. Только на северо-востоке зоны Франклина, в пределах северных побережий островов Аксель-Хейберг и Элсмир, от Земли Пири прослеживается складчатая зона с эвгеосинклинальным типом развития. Еще до проведения геофизических исследований Мартин (Martin, 1961) высказал мысль, что эвгеосинклинальная зона Северного Элсмira продолжается до мыса Барроу и что метаморфические образования (филлитовые сланцы и кварциты), вскрытые скважинами под мезозойскими толщами Колвиллского прогиба, принадлежат к зоне с эвгеосинклинальным типом развития. Проведенные в последние годы геофизические, аэромагнитные и гравиметрические исследования на территории островов архипелага, показали, что эвгеосинклинальная зона Элсмira замыкается приблизительно у  $110^{\circ}$  з. д. (Gregory a. oth., 1961). Далее на запад, как в северной части материка, так и в шельфовой зоне моря, отсутствуют толщи вулканогенных образований. Эти данные свидетельствуют о том, что основная роль в строении зоны Франклина принадлежит миогеосинклинальным прогибам, особенности тектонического развития которых необходимо рассмотреть более подробно.

Миогеосинклинальные прогибы зоны Франклина, заложившиеся в раннем рифее, испытывали интенсивные опускания вплоть до конца верхнего силура. Наибольшие амплитуды погружения характерны для восточных прогибов, расположенных на островах Арктического архипелага, где в эту эпоху происходило формирование мощной (до 4500—



5000 м) толщи карбонатных пород. По направлению на запад мощности осадочных комплексов этого возраста постепенно уменьшаются, хотя, видимо, и не становятся менее 3000 м. В западных миогеосинклинальных прогибах одновременно с карбонатными образованиями в кембрии, ордовике и силуре происходило накопление и терригенных пород, правда, мощность которых значительно уступает мощности известняков и доломитов. Еще одной характерной особенностью отличаются восточные прогибы миогеосинклинальной зоны от западных — наличием на островах Элсмир-Мелвилл среднеордовикского — нижнесилурийского некомпенсированного прогиба. Несомненно то, что положение этого прогиба на востоке миогеосинклинальной зоны может еще лишнее раз свидетельствовать о более интенсивном опускании этой части геосинклинальной зоны по сравнению с западной.

Общее погружение миогеосинклинальных прогибов на севере Америки в нижедевонскую эпоху сменилось относительным поднятием и прекращением процессов седиментации. Геохронологически эпоха общего воздымания совпадает со временем замыкания каледонид Восточных Аппалач и Гренландии. В это геологическое время закончился геосинклинальный режим развития в пределах Земли Пири на севере Гренландии и резко активизировались тектонические движения в Восточных Кордильерах, что привело к возобновлению магматической деятельности по крупным разломам, прослеживающимся вдоль западной окраины Канадского щита. К этим разломам приурочены интрузии и дайки ультраосновных пород, с которыми Вильсон, Рассел и Фаркуар (Wilson, Russell, Farquhar, 1956) генетически связывают образование крупных свинцово-цинковых месторождений Пайн-Пойнд юго-западнее Большого Невольничьего озера. В эпоху нижнего девона активизация тектонических движений в Кордильерах (Eardly, 1947; Kay, 1952) выразилась образованием внутренних поднятий и усилением вулканической деятельности.

Таким образом, эпоха каледонской складчатости, столь ярко проявившаяся в восточном обрамлении Северо-Американской платформы, сыграла существенную роль в развитии геосинклинальных структур северного и западного обрамления платформы, хотя и не привела в этих районах к замыканию геосинклинального режима и не сопровождалась складкообразовательными движениями.

В последующее время, начиная со среднего девона и до нижнего карбона включительно, в пределах миогеосинклинальной зоны Франклина вновь прошли интенсивные опускания, которые компенсировались накоплением мощных терригенных и карбонатных толщ. В начале этой заключительной эпохи развития геосинклинальной зоны в прогибах формировались преимущественно обломочные толщи, в образовании которых существенную роль играли внутренние поднятия, являвшиеся источниками сноса терригенного материала. Постепенно, одновременно с нивелировкой внутренних поднятий, образование обломочных толщ сменялось накоплением карбонатных пород, среди которых встречаются прослои вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород: туфы основных эффузивов и кремнистые сланцы. Вероятно, последние являются продуктами вулканической деятельности в геосинклинальных прогибах, возобновление которой было связано с усилением тектонических движений. К концу нижнего карбона общее воздымание территории миогеосинклинальных прогибов зоны Франклина привело к прекращению в их пределах осадконакопления. Последовавшие за этим интенсивные складкообразовательные движения сформировали складчатую структуру на месте геосинклинальной зоны, которая в дальнейшем лишь несколько усложнилась в верхнемезозойское и третичное время.

Таким образом, эпоха замыкания геосинклинального развития в палеозоидах северного обрамления Северо-Американской платформы падает на среднекаменноугольное время. В геосинклинальной области Кордильер эта эпоха характеризуется образованием крупных внутренних поднятий и в последующем — мощным проявлением эффузивного вулканизма. Однако она здесь не привела к коренной качественной перестройке структуры в отличие от более северных районов.

Одной из характерных черт в тектоническом развитии геосинклинальной зоны Франклина является слабое проявление в ее пределах интрузивного магматизма. На островах Канадского Арктического архипелага пока не известны интрузивы. Западнее, на севере гор Ричардсона и в Британских горах, из прорывающих породы палеозоя трех батолитов гранитоидов абсолютный возраст двух, наиболее крупных, — верхнепалеозойский, вероятно среднедевонский. В хребте Брукса интрузивные образования распространены значительно шире, однако возраст большинства из них до настоящего времени остается пока не определенным. По мнению Смита (Smith, 1939) и Пейна (Payne, 1951), часть этих массивов имеет верхнепалеозойский возраст и они перекрываются верхнекаменноугольными — нижнепермскими отложениями. Следовательно, весьма возможно, что в эпоху замыкания геосинклинали, в среднекаменноугольное время в этом районе происходило внедрение интрузивных масс, масштабы которых, правда, не идут ни в какое сравнение с магматической деятельностью в Кордильерской геосинклинальной области.

Итак, развитие геосинклинальных прогибов зоны Франклина в стадии их замыкания сопровождалось ослабленными проявлениями магматической деятельности, причем последняя характерна лишь для тех зон, которые заложены на более молодом протерозойском фундаменте.

В верхнепалеозойскую и мезозойскую эпоху в пределах палеозоид северного обрамления Северо-Американской платформы образовались крупные наложенные впадины, строение которых в настоящее время привлекает к себе внимание канадских и американских геологов-нефтяников в связи с открытием в них месторождений нефти и газа.

Большинство этих впадин заложилось в конце верхнего карбона или в начале перми, когда в их пределах формировались толщи терригенных пород и эвапоритов. В триасовое и юрское время они выполнялись преимущественно морскими сланцами, литологически, как правило, выдерживающимися на значительных расстояниях. По мнению Мартина (Martin, 1961), Миллера, Пейна и Грика (1961) и других, эта эпоха отличается от предыдущей относительно спокойными тектоническими условиями осадконакопления. В меловое время, в период, когда происходило замыкание огромной мезозойской геосинклинальной области Кордильер, глыбовые движения создали сложный рельеф в пределах палеозойских складчатых сооружений, обрамлявших впадины. В результате размыва этих поднятий во впадины поступал грубообломочный материал, который компенсировал прогибания этих депрессий. О масштабах меловых дифференцированных движений можно судить по мощности пород мела, которые в таких крупных наложенных впадинах, как Свердрупский и Колвиллский прогибы, превышают 3000 м. Последующие третичные поднятия несколько усложнили строение впадин и привели к образованию структур второго порядка. Как уже говорилось, естественные проявления в мезозойских впадинах севера Америки нефти и газа, а также наличие в них диапировых структур явилось толчком для детального их изучения с целью выявления промышленных нефтеносных месторождений. Однако буровые работы

были проведены лишь в пределах Колвиллского прогиба, где были открыты месторождения нефти — Умиат, общие запасы которого оцениваются в 120 млн. т, и Симпсон с максимальным дебитом до 27 т в сутки (Калинко, 1961). Кроме них, американскими геологами были установлены два месторождения природного газа — Губик и Южный Барроу, причем суточный дебит газа в первом из них достигает 95 000 м<sup>3</sup>.

В заключение следует отметить, что интенсивные опускания северных частей почти всех наложенных впадин геосинклинальной зоны Франклина продолжаются и в четвертичное время в пределах шельфа моря Бофорта и Северного Ледовитого океана.

На западе палеозойская геосинклиналь севера Американского материка сменяется разновозрастными структурами геосинклинальной Чукотско-Полоусненской системы.

### Глава III

#### ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЧУКОТСКО-ПОЛОУСНЕНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

В палеозое от Чукотского полуострова на востоке до бассейна р. Яны, по мнению большинства исследователей, изучавших северное побережье нашей страны, почти в широтном направлении прослеживалась единая Чукотско-Полоусненская геосинклинальная зона. Она, видимо, разделяла докембрийские глыбы Колымского и Омолонского массивов, с одной стороны, и Гиперборейскую платформу, с другой, протягиваясь почти на 2000 км при ширине 300—400 км. Чукотско-Полоусненская зона палеозоид почти полностью была переработана в эпоху мезозойской складчатости. В настоящее время на большей части территории палеозойские складчатые структуры погребены под мощными мезозойскими и кайнозойскими образованиями и обнажаются только в ядрах наиболее крупных антиклинальных структур и в северных окраинных поднятиях Колымского срединного массива. Основываясь на изучении структур и формационного состава палеозойских отложений, можно предполагать, что Чукотско-Полоусненская геосинклинальная зона на востоке является продолжением зоны Франклина; на юго-востоке, по данным С. М. Тильмана, Чукотско-Полоусненская зона граничит с палеозойской Корякско-Камчатской геосинклинальной областью; на западе, в нижнем течении Яны и несколько западнее Селенняхского кряжа, простираение геосинклинальных структур разворачивается на северо-запад, сопрягаясь под острым углом с предполагаемым северным продолжением зоны Черского.

Тектоническое строение и история развития района в палеозое было подробно описано в работах Ю. М. Пушаровского (1961), С. М. Тильмана (1958), Г. А. Гребенникова (1961<sub>1,2</sub>), И. Я. Некрасова и В. И. Дьяченко (1960) и других, поэтому мы остановимся лишь на самых общих чертах тектонического развития этой территории.

В восточной части Чукотско-Полоусненской зоны С. М. Тильман выделил две зоны, различающиеся по типам образовавшихся в них геологических формаций: южная — Еропольская эвгеосинклиналь, сопрягающаяся с эвгеосинклинальными прогибами Корякско-Камчатской области, и северная — миогеосинклиналь, являющаяся продолжением миогеосинклинальных прогибов Брукса и прослеживающаяся вдоль северного побережья материка.

Еропольская эвгеосинклиналь прослеживается вдоль Березовской зоны разломов на несколько сот километров в бассейнах рек Анадыря, Большого Ажоя и Еропола. В строении низов изученного разреза зоны участвуют среднедевонские образования, представленные чередованием эффузивных и туфогенных образований кислого состава с конгломератами, песчаниками, сланцами и известняками, общей мощностью до 3400 м. Выше они нередко с перерывом и несогласием пере-

крываются верхнедевонскими и нижнекаменноугольными эффузивами и туфами основного и среднего состава, переслаивающимися с кремнистыми сланцами, туфогенными песчаниками и известняками, мощность которых до 1500 м. Отложения палеозоя в пределах Еропольской эвгеосинклинали смяты в систему наклонных асимметричных линейных складок, в целом почти широтного простирания, с углами падения пород на крыльях от 30 до 80°. Нередко складки осложнены сбросами, в зоне которых палеозойские отложения интенсивно дислоцированы.

Севернее и северо-западнее эвгеосинклинали зона постепенно сменяется широкой миогеосинклиалью.

Миогеосинклираль Чукотско-Полуосненской зоны, как уже говорилось выше, прослеживается от Чукотского полуострова до северных поднятий Колымского срединного массива. К сожалению, в ее пределах палеозойские образования обнажаются лишь в весьма удаленных районах, поэтому для ее общей характеристики мы вынуждены прибегать к широким экстраполяциям.

Вероятно, почти повсеместно в этой геосинклинали зоне миогеосинклиальные прогибы заложены по крайней мере в ордовикское и силурийское время. В эту эпоху на юго-западе, в пределах Селенянского кряжа, формировалась мощная, до 5000 м, толща карбонатных пород ордовика, преимущественно известняков и известково-глинистых сланцев (Чугаева, 1961), которые согласно сменяются силурийскими известняками, доломитами, известковистыми песчаниками и песчано-глинистыми сланцами, мощностью около 2500 м. На юго-востоке и востоке миогеосинклинали, на Чукотском полуострове, по мнению Ю. Я. Петровича (1959), одновозрастные образования также представлены породами карбонатного ряда, однако их суммарная мощность не превышает 2700—3000 м. В отличие от южной части миогеосинклинали на севере ее, видимо, преобладают терригенные образования. На острове Врангеля основание разреза палеозоя слагают различные по своему характеру сланцы, чередующиеся с аркозовыми песчаниками, общей мощностью до 3000—3500 м (Лобанов, 1957<sub>2</sub>). В девоне и нижнем карбоне в большей части миогеосинклинали накапливались преимущественно терригенные образования. На юго-востоке и востоке ее, в пределах северо-восточной части Чукотского полуострова, девонские образования представлены в основном сланцами, переслаивающимися с прослоями известняков и песчаников, мощностью до 1900 м, а нижнекаменноугольные — чередованием известняков, сланцев, алевролитов и песчаников, достигающих по мощности 1200—1300 м. Северо-западнее, на побережье Чаунской губы, по данным Ю. М. Бычкова (1958), разрез среднего палеозоя сложен песчанистыми и кремнисто-доломитовыми сланцами, филлитами, алевролитами, песчаниками и известняками, общей мощностью около 2500 м. Севернее, на острове Врангеля, породы этого возраста достоверно не установлены, следует, однако, отметить, что Басов и другие относят здесь к девону толщу переслаивающихся между собой конгломератов, песчаников и песчано-глинистых сланцев, видимая мощность которой не превышает 500 м.

На юго-западе миогеосинклинали зоны, в пределах Селенянского кряжа, девонские и нижнекаменноугольные отложения сложены известково-глинистыми и песчано-глинистыми сланцами и известняками, суммарной мощностью до 2500 м.

В конце нижнего карбона в миогеосинклинали Чукотско-Полуосненской зоны палеозой, как и в эвгеосинклинали, завершаются процессы интенсивного осадконакопления, которые сменяются общим воздыманием и складчатостью. В результате последней в краевых частях миогеосинклинали образовались крупные линейные и коробчатые структуры, осложненные многочисленными продольными разрывными нарушениями.

В пределах выступов палеозоя, таких как Алярмаутский и др., расположенных в центральных частях прогибов, С. М. Тильман отмечает в образованиях палеозоя и более сложные изоклиналильные дислокации широтного, реже северо-западного простирания, однако эти структуры, вероятно, образовались уже позднее, в мезозое, при переработке палеозойского основания последующей мезозойской складчатостью.

Итак, не трудно заметить большое сходство в тектоническом строении восточной части Чукотско-Полуосненской зоны и зоны Франклина. Они не только не закончили свое геосинклиналильное развитие одновременно, но и их прогибы на протяжении длительной и сложной истории выполнялись формационно сходными образованиями. Однако между ними есть и некоторые существенные различия. Как мы уже указывали, почти на всем своем протяжении в системе Франклина отсутствуют прогибы с эвгеосинклиналильным типом развития. Кроме того, геосинклиналильные прогибы этой зоны повсеместно отделены от геосинклиналильной области Кордильер Юконским срединным массивом, в то время как Чукотско-Полуосненская зона, вероятно, сопрягается на юго-востоке с западным продолжением этой области. Именно это обстоятельство, как и считает С. М. Тильман, сыграло важную роль в образовании Еропольской эвгеосинклиналильной зоны, которая почти под прямым углом отходит от эвгеосинклиналильных прогибов Камчатско-Корякской области, прослеживаясь на запад к северу от Омолонского массива вдоль Березовского тектонического шва.

Наличие на востоке Чукотско-Полуосненской зоны прогибов с эвгеосинклиналильным типом развития существенным образом повлияло и на развитие миогеосинклинали. Действительно, в этой части миогеосинклинали, которая непосредственно граничила с Еропольской зоной, в девоне и карбоне накапливались терригенные образования, в то время как на западе ее, в это же время, прогибы заполнялись преимущественно карбонатными образованиями.

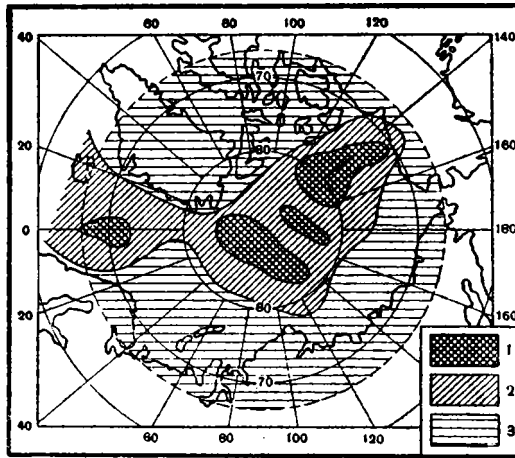
Несомненно, важное значение имеет характер сопряжения миогеосинклиналильных прогибов Чукотско-Полуосненской зоны и Омулевского прогиба зоны Черского. Долгое время существовало предположение, что Омулевский прогиб, огибая северо-западный выступ Колымского срединного массива, непосредственно продолжается в пределы Селенняхского кряжа и хребта Полуосного. Оно нашло свое отражение даже в последних работах по этим районам В. В. Еловских (1961), А. А. Арсеньева и других. Однако, как показали детальные геологические исследования в Тас-Хаяхтахском и Полуосненском поднятиях, тектонические структуры палеозоя в пределах первого из них, даже в крайней северной части, имеют северо-западное простирание, которое наследуется мезозойскими (триасовыми) складками. В то же время в западной части Полуосненского поднятия оси палеозойских дислокаций постепенно меняют свои простирания с широтных и юго-западных на северо-западные и как бы в целом разворачиваются на север. Кроме того, фациальный состав палеозойских толщ и их мощности в Полуосненском поднятии и на севере хребта Тас-Хаяхтах различны. Косвенным доказательством отсутствия главного поворота на восток зоны Черского может служить и сложная виргация простираний мезозойских складок восточнее северного продолжения Арга-Тасской зоны глубинных разломов, которая разграничивает эти два поднятия Колымского срединного массива.

Следовательно, можно предполагать, что в верховьях рек Уяндины и Селеняха палеозойские структуры Чукотско-Полуосненской геосинклиналильной зоны меняют свои простирания с широтных на северо-западными и плавно под острым углом сочленяются с основным северо-западным простиранием геосинклиналильных структур зоны Черского, продолжаясь в пределы Новосибирского архипелага и погружаясь далее под воды Северного Ледовитого океана.

## Глава IV

### ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Восточная половина Северного Ледовитого океана отделяется от западной крупнейшим в Арктическом океаническом бассейне подводным хребтом Ломоносова. Обширная территория этой части океана представляет собой континентальные шельфы, окружающие океаническую



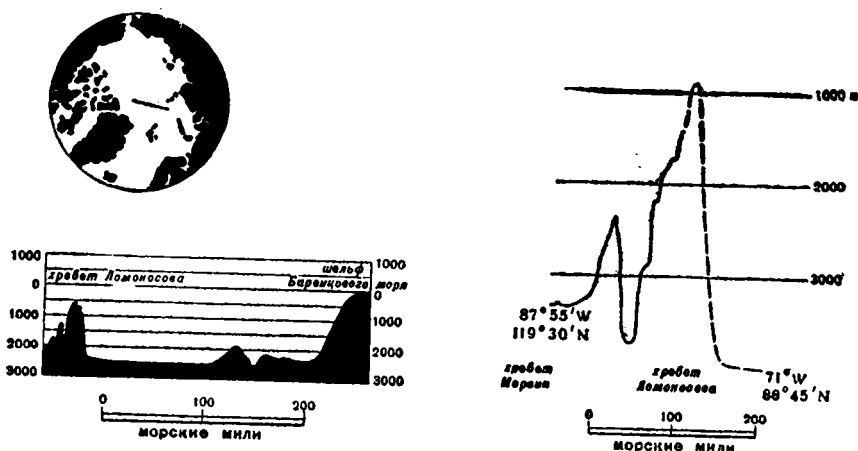
Фиг. 77. Схематическая карта районирования Арктики по типам земной коры (по Р. М. Деменецкой, 1961).

1 — океанический тип; 2 — переходный; 3 — материковый.

впадину Бофорта. Морфология дна Северного Ледовитого океана в последние годы детально изучалась советскими и американскими исследователями, однако сведений о ее строении опубликовано меньше, чем о строении дна других океанов, как например, Атлантического и Индийского.

Геофизическое изучение строения земной коры арктической территории, проводившееся советскими и американскими учеными и сведения Р. М. Деменецкой (1961) (фиг. 77), свидетельствуют о том, что

земная кора здесь имеет как океаническую, так и типично континентальную структуру, а также структуру переходного типа. То обстоятельство, что обширные территории океана имеют земную кору материкового типа, позволило ряду исследователей (Ирдли, 1954; Сакс, 1958; Пушаровский, 1960<sub>1</sub>) предполагать, что в центре восточной части Северного Ледовитого океана располагался погружившийся под воды океана материк с платформенным типом развития, названный Н. С. Шатским Гиперборейской платформой, который со всех сторон обрамлялся складчатыми сооружениями. На севере Гиперборейскую платформу обрамляла геосинклинальная зона, прослеживающаяся вдоль хребта Ломоносова и связывающая складчатые сооружения Новосибирского и Канадского Арктического архипелага, а на юго-западе и юго-востоке — геосинклинальные сооружения Северо-Востока СССР и Северной Америки.



Фиг. 78. Профили через хребт Ломоносова и Северный Ледовитый океан (из работы Б. Хейзена и М. Юинга, 1961).

Гиперборейская платформа, вероятно, занимала почти всю восточную половину Арктического бассейна. Юго-западная часть платформы, расположенная в пределах континентальных шельфов, Восточно-Сибирского и Чукотского морей, характеризуется материковым типом земной коры; центральная и юго-восточная — переходным и океаническим. Доказательствами существования платформы на этой обширной территории, по мнению Н. С. Шатского (1935), Ирдли (1954), В. Н. Сакса (1958), Ю. М. Пушаровского (1960<sub>2</sub>), Грика (Грус, 1961) и других, могут служить геологические наблюдения.

Во-первых, как уже говорилось выше, в пределах островов Де-Лонга нижнепалеозойские и мезозойские отложения залегают практически горизонтально. Кроме того, юго-западнее, на островах Анжу, в третичных и мезозойских образованиях были обнаружены галька и валуны метаморфических пород, не обнажающихся на соседней территории. Это позволяет думать, что они были снесены с соседнего древнего выступа, расположенного восточнее и находящегося в настоящее время под водой, который, возможно, являлся частью древней платформы.

Во-вторых, анализ фаций средне- и верхнепалеозойских отложений северной части Аляски свидетельствует о том, что в это геологическое время обильный снос обломочного материала аркозового состава шел с севера. Кроме того, буровые работы в пределах этой территории показали значительное сокращение мощности триасовых и юрских отложений в северном направлении. И, наконец, повсеместно в прибрежной



части востока Северного Ледовитого океана простираются как палеозойских, так и мезозойских геосинклинальных структур огибают предполагаемые контуры Гиперборейской платформы.

Таким образом, не исключена возможность, что Гиперборейская платформа, существовавшая в палеозое и в нижнем мезозое, в меловое время погрузилась под воды океана и за последние 100—120 млн. лет «толщина» коры в ее пределах уменьшилась на 30—40 км.

Севернее этой территории прослеживается подводный хребет Ломоносова. Он протягивается в виде непрерывного подводного горного сооружения более, чем на 2000 км при ширине от 50 до 250 км. Минимальные глубины, на которых прослеживается хребет, по данным зондирования, равняются 954 м, а максимальные, вероятно, не менее, чем 2300 м. В среднем хребет Ломоносова воздымается над дном смежных впадин почти на 3000 м (фиг. 78). По данным Р. М. Деменишковой, в районах наибольшего поднятия хребта Ломоносова толщина земной коры, возможно, достигает 20—22 км, и в этих местах мощность гранитного слоя составляет 5—8 км. Хейзен и Юинг (Heezen, Ewing, 1961) указывают, что хребет Ломоносова асейсмичен и является древним (по крайней мере мезозойским) горным сооружением, подобно другим океаническим хребтам. Учитывая данные о распределении гравитационных и магнитных аномалий, можно предполагать, что через подводный хребет Ломоносова палеозойские прогибы геосинклинальной зоны Черского и Новосибирского архипелага соединяются с одновозрастными геосинклинальными прогибами зоны Франклина (Пушаровский, 1960<sub>1</sub>). Следовательно, Колымско-Аляскинская палеозойская геосинклинальная область, видимо, представляла собой единое замкнутое кольцо, расположенное в крайней северной части Тихоокеанского сегмента.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя обширный материал по тектонике палеозойских складчатых сооружений Колымско-Аляскинской геосинклинальной области, представляется возможным сформулировать основные положения о закономерностях их развития.

Одно уже расположение Колымско-Аляскинской области между структурами каледонид и варисцид Атлантического сегмента и собственно геосинклинальным обрамлением Тихоокеанской впадины несомненно играло существенную роль в истории ее формирования.

Главнейшие элементы Колымско-Аляскинской области в северо-восточной Азии (Колымский срединный массив и обрамляющие его Чукотско-Полоуэнская геосинклинальная зона и зона Черского) и на севере Америки (Юконский срединный массив и геосинклинальная зона Франклина) расположены на периферии Гиперборейской платформы, занимая огромную территорию восточной Арктики.

Геосинклинальные прогибы ее, заложившиеся, видимо, в раннем рифее, на протяжении длительной истории, вплоть до нижнекаменноугольного времени, характеризовались интенсивным непрерывным осадконакоплением. Они выполнялись в основном осадочными образованиями и поэтому каждая из геосинклинальных зон этой области принадлежит к типу миогеосинклинальных. Во всей обширной геосинклинальной области, охватывающей северную часть Америки и почти весь северо-восток Азии, известны лишь два прогиба, выполненных формациями, характерными для эвгеосинклиналей. Это эвгеосинклинальная зона Северного Элсмита, расположенная в районе сочленения структур зоны Франклина и каледонид Земли Пири, и Еропольская эвгеосинклиналь, прослеживающаяся в крайней юго-восточной части Чукотско-Полоуэнской зоны на границе ее и Камчатско-Кордильерской геосинклинальной областью. Положение эвгеосинклиналей в тех регионах, где происходит сочленение структур Колымско-Аляскинской области с другими геосинклинальными областями, видимо уже может свидетельствовать о том, что данные эвгеосинклинали образовались в связи с развитием этих областей. Это заключение подтверждает и та общая особенность Колымско-Аляскинской области, что эвгеосинклинали в ее пределах быстро затухают при удалении от соседних геосинклинальных областей. Таким образом, Колымско-Аляскинская палеозойская геосинклинальная область обладает совершенно особым характером по сравнению с другими геосинклинальными областями, поскольку ее образуют в сущности лишь одни миогеосинклинальные прогибы.

Широкие миогеосинклинальные зоны Колымско-Аляскинской области протягиваются на 2000—3000 км по простиранию, разделяя древние платформы и срединные массивы. Среди них преобладают известняковые миогеосинклинали. Примером последних может служить Омулв-

ский прогиб геосинклинальной зоны Черского, который в настоящее время изучен наиболее полно. Этот прогиб, имеющий в длину более 1000 км при ширине до 150—180 км, заложился, вероятно, в рифее, начиная от ордовика и до нижнего карбона включительно, выполнялся почти исключительно карбонатными образованиями, среди которых основную роль играют хемогенные известняки и доломиты. Общая мощность накопившихся здесь пород достигает 12—14 км. В заключительную эпоху в результате складкообразовательных движений эти толщи были смяты в брахиформные и линейные складки, обычно с относительно пологими углами наклона на крыльях. В пределах Омuleвского прогиба в эпоху его замыкания слабо проявилась интрузивная деятельность, результатом которой явилось образование нескольких гранитных и ультраосновных массивов.

Подобно Омuleвскому прогибу развивались другие известняковые миогеосинклинали Колымско-Аляскинской области. В тектоническом развитии таких прогибов, расположенных в северных частях Евразийского и Американского континентов, пожалуй, есть лишь одна общая черта, которая не свойственна Омuleвскому прогибу,—перерыв в осадконакоплении в эпоху нижнего девона. Вероятно, это обусловлено развитием в соседних геосинклинальных областях каледонской складчатости, которая в миогеосинклинальных зонах Колымско-Аляскинской области привела к образованию общих поднятий, к частичному раскалыванию жестких срединных массивов и к внедрению отдельных массивов гранитоидов, но не привела к завершению геосинклинального режима.

Вторым типом прогибов миогеосинклинальных зон данной геосинклинальной области служат сланцевые миогеосинклинали, которые распространены значительно меньше известняковых. В пределах Северо-Востока СССР такие миогеосинклинали были полностью переработаны мезозойской складчатостью и их унаследовали наиболее интенсивно погружавшиеся структурные элементы мезозойских платформ. В настоящее время они большей частью перекрыты более молодыми образованиями. В связи с этим мы имеем пока очень мало сведений о строении этого типа миогеосинклиналей. Сланцевые миогеосинклинали располагаются либо на продолжении эвгеосинклиналей, либо рядом с ними. В их пределах, например в Чибгалахском прогибе, накапливались песчано-сланцевые и известково-сланцевые толщи значительной мощности. В эпоху замыкания последние были смяты в сложные изоклинальные и асимметричные складки. Сланцевые миогеосинклинали отделялись от известняковых глубинными швами, к которым в нижнем палеозое были приурочены излияния кислых и основных эффузивов.

Итак, мы кратко остановились на основных типах геосинклинальных прогибов Колымско-Аляскинской области. Впервые на особый характер тектонического развития в палеозое восточной Арктики указал Ю. М. Пушаровский. Подчеркивая отсутствие здесь на громадных пространствах эвгеосинклинальных зон, он описывал выделенные в данной работе основные миогеосинклинальные зоны под названием подвижных платформ. Этим термином Ю. М. Пушаровский обозначал «крупные участки земной коры примерно равновеликие геосинклинальным системам, которые претерпевали длительное опускание (в течение нескольких геологических периодов), сопровождающиеся накоплением мощных (в несколько километров) осадочных толщ с очень ограниченными проявлениями магматизма и метаморфизма; дислокации имеют здесь характер складчатых или глыбово-складчатых структур» (Пушаровский, 1961, стр. 7). Учитывая, что прогибы подвижной платформы на обширных площадях характеризуются геосинклинальным типом развития, мы их рассматриваем, как миогеосинклинальные зоны.

которые образовались между древними платформами и массивами, где они располагались в относительной близости одна от другой. Если сравнить хотя бы некоторые особенности развития варисцид Европы с Колымско-Аляскинской областью, то нетрудно заметить их существенные различия.

1. Одним из основных признаков тектонического районирования является выделение складчатых областей по времени окончания в них геосинклинального развития. Завершающие этапы варисцийской складчатости Европы и СССР падают на вторую половину среднего карбона, верхний карбон и нижнюю пермь. Замыкание варисцид Урала произошло даже в нижнем триасе. Следовательно, они замкнулись значительно позже, чем палеозойды восточной Арктики, основные горообразовательные движения и складчатость в пределах которых произошли в конце нижнего и начале среднего карбона.

2. Варисциды Европы развиваются в тех же областях, что и предшествующая каледонская складчатость, поэтому для них особенно характерно каледонское несогласие. Последнее совершенно отсутствует в пределах Колымско-Аляскинской области. Следовательно, если в Атлантическом сегменте варисциды являются отражением лишь второй половины палеозойского геосинклинального цикла, то палеозойды восточной Арктики соответствуют всему непрерывному циклу геосинклинального развития палеозойской эры.

3. Огромная складчатая область варисцид Европы образована сменяющими одна другую мио- и эвгеосинклинальными зонами. При этом миогеосинклинальные зоны Западной Европы выполнены преимущественно сланцевыми формациями и здесь почти полностью отсутствуют прогибы, выполненные в основном карбонатными образованиями, в то время как в Колымско-Аляскинской области они явно преобладают.

4. Варисцийская эпоха в Европе характеризуется энергичным внедрением синорогенных и посторогенных интрузий гранитоидов, время образования которых падает главным образом на средний карбон и нижнюю пермь. Как уже говорилось, в палеозойских зонах восточной Арктики гранитоиды, связанные с заключительными этапами складчатости, почти отсутствуют.

5. Наконец, орогенические движения постгеосинклинальной стадии развития варисцид сопровождались широко распространенным в ту эпоху процессом образования краевых прогибов, которые возникли на стыке докембрийских платформ с примыкающими к ним варисцийскими складчатыми структурами. В Колымско-Аляскинской области, которая сопрягается с крупнейшими платформами, такими как Сибирская и Северо-Американская, краевые прогибы не развивались. Сочленение геосинклиналей с платформами и массивами здесь происходит обычно по глубинным швам.

Итак, палеозойды Колымско-Аляскинской области по своему строению и развитию коренным образом отличаются от варисцид Атлантического сектора. Существенно отличны они и от Кордильер, палеозойский этап развития которых наиболее хорошо изучен по сравнению с другими геосинклинальными областями Тихоокеанского сегмента.

Основной особенностью Кордильерской и Корякско-Камчатской палеозойских складчатых областей является то, что они узкой полосой прослеживаются по берегам континентов, огибая впадину Тихого океана. Видимо, она в значительной мере предопределила отдельные специфические черты их тектонического развития в палеозое. Два узких геосинклинальных пояса — миогеосинклинальный, Милларда, и эвгеосинклинальный, Фрэзер (Кэй, 1955), — с запада опоясывают Северо-Американскую платформу. И каждый из этих поясов отличается от мио-

геосинклинальных и эвгеосинклинальных зон Колымско-Аляскинской области своим строением.

Миогеосинклинальный пояс Милларда достигает по ширине около 400 км. Мощности накопившихся в нем отложений (от ордовика до нижнего карбона включительно) достигают 4000—5000 м. Таким образом, хотя он почти в три раза шире миогеосинклинальных зон Колымско-Аляскинской области, интенсивность его прогибания была почти в два-три раза меньше. Повсеместно он обрамлялся эвгеосинклиналью, в которой на протяжении всего палеозоя формировались мощные (до 15—20 км) толщи граувакк и основных эффузивов. Аналоги подобных зон, как уже указывалось, не известны для палеозойского этапа развития восточной Арктики.

Одним из наиболее крупных различий в строении этих двух геосинклинальных областей является отсутствие в Кордильерах таких структур первого порядка, как срединные массивы, не подвергавшиеся существенной переработке в палеозойское время. Докембрийские ядра срединных массивов Колымско-Аляскинской области не только контролировали расчленение зон с одинаковым или сходным типом геосинклинального развития, но также и разделяли (видимо, с протерозойского времени) геосинклинальные системы с различным типом развития. Они служили жесткими выступами, которые огибались геосинклинальными прогибами.

Особое место в сравнительном анализе тектоники Кордильер и Колымско-Аляскинской области занимает вопрос о степени их консолидации в конце нижнего карбона и соотношении палеозойских структур с образовавшимися позднее мезозойскими геосинклинальными структурами. В пределах Кордильер палеозойский этап развития не завершился общими воздыманиями и складчатостью. Лишь отдельные структуры, такие как Каскадные горы, в конце среднего палеозоя представляли собой поднятия. Значительная часть геосинклинальных прогибов, хотя и с несколько меньшей интенсивностью, продолжала существовать и в верхнем палеозое и нижнем мезозое. Таким образом, в Кордильерах палеозойский геосинклинальный режим унаследованно сменился мезозойским.

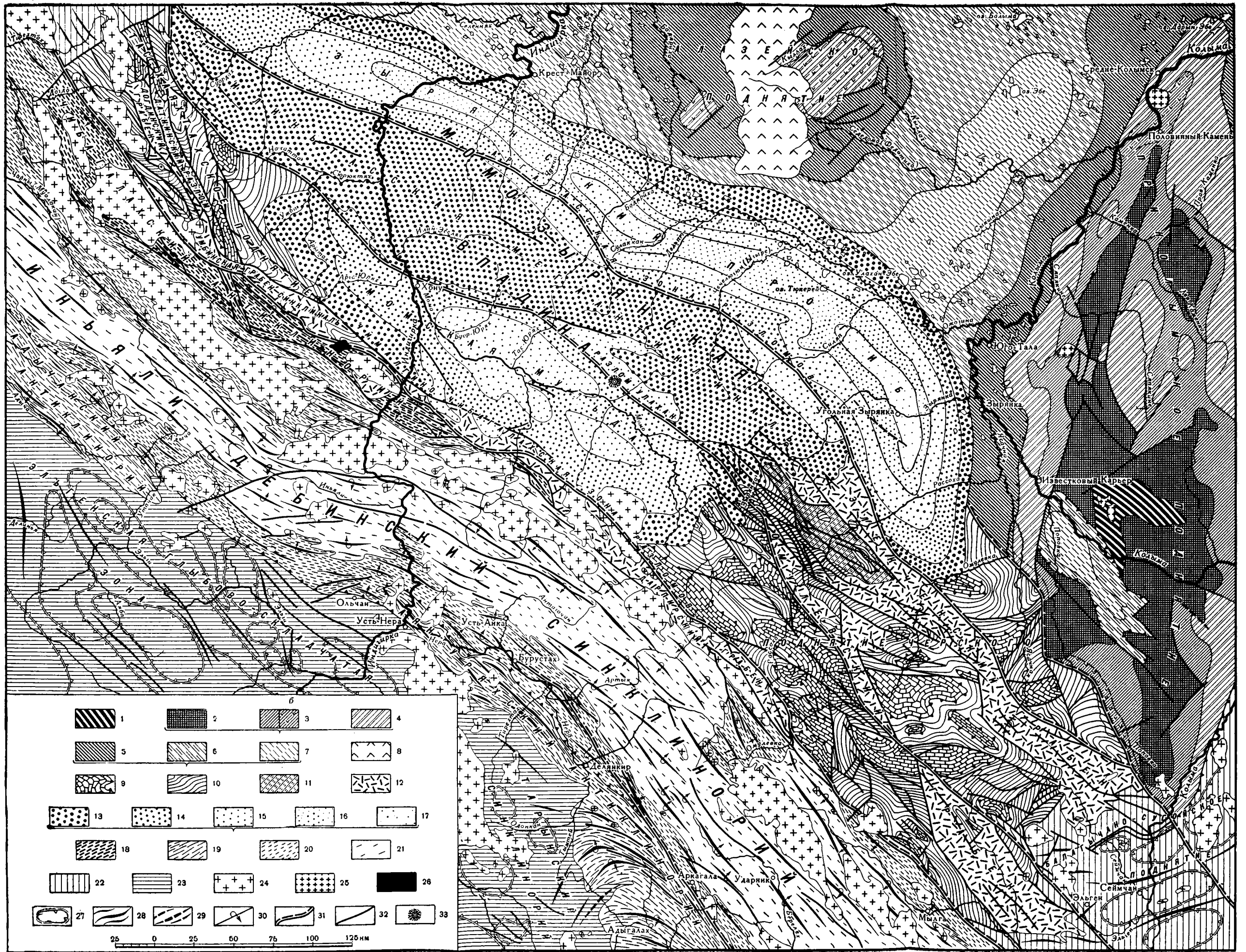
Иная картина наблюдается в Колымско-Аляскинской области. В пределах севера Американского континента складчатые структуры геосинклинальной зоны системы Франклина после основной эпохи складчатости полностью консолидировались и здесь прекратился геосинклинальный режим. Новый орогенный этап характеризовался развитием наложенных впадин. Более сложные взаимоотношения палеозойских и мезозойских геосинклинальных структур наблюдаются на северо-востоке Азии. Только сланцевые миогеосинклинальные прогибы зоны Черского и, видимо, Чукотско-Полоусненской системы, развиваются здесь в мезозое унаследованно. В мезозойскую эпоху в их пределах происходило заложение наиболее глубоких и длительно опускавшихся геосинклинальных отрогов. В пределах же известняковых миогеосинклинальных зон, как правило, общий план развития в мезозойское время существенно менялся. Окраинные части этих зон, прилегающие к древнему ядру Колымского срединного массива, причленялись к нему, тогда как их центральные части были переработаны этими складчатыми движениями. Образовавшиеся в последующем в их пределах мезозойские геосинклинальные прогибы характеризуются либо редуцированной начальной стадией развития, как например, мезозонды Чукотской ветви, либо крупными перерывами в осадконакоплении и значительно более слабым проявлением складкообразовательных движений и магматизма. Кроме того, отсутствие эвгеосинклинальных зон в палеозойском основании мезозойского фундамента, видимо, послужило причиной того, что в этой области эвгеосинклинали не развивались и в мезозойскую эпоху.

Все это — взаимоотношение между палеозойской и мезозойской эпохами развития на территории северо-востока Азии и специфическое развитие этой территории как в палеозое, так и в мезозое — позволило Ю. М. Пущаровскому (1960<sub>2</sub>) сделать вывод о том, что мезозойды северо-востока Азии представляют собой геосинклинальную область II рода, а позднее, противопоставляя мезозойское тектоническое строение северо-восточной Азии Кордильерам Северной Америки, выделить области мезозойд с невадийским и колымским типом развития. Полностью разделяя этот вывод для мезозойского геосинклинального этапа территории северо-востока Азии, автор считает необходимым особо подчеркнуть следующее.

В палеозое в пределах этой области и крайнего севера Америки располагалась единая геосинклинальная область, отличная в своем развитии от смежных разновозрастных геосинклинальных областей.

По своей тектонической истории и взаимоотношению со структурами последующих этапов развития она ближе к палеозойским геосинклиналям Тихоокеанского сегмента, чем к варисцидам Атлантического сегмента.

Особенности развития и строения Колымско-Аляскинской палеозойской геосинклинальной области несомненно предопределили дальнейшую тектоническую историю мезозойд, в эпоху которых на периферии Тихоокеанского кольца древние платформы не увеличивались за счет наращивания их более молодыми складчатостями, а, наоборот, разрушались и перерабатывались.



Фиг. 79. «Тектоническая схема западной части Колымского массива. Составил Н. А. Богданов».

Условные обозначения: 1 — выступы складчатого фундамента; 2 — мощности рифейского чехла; 3 — мощности палеозойского чехла: а — для осадочных пород, б — для базальтов; 4 — мощности мезозойского чехла; 5—7 — мощности мезозойского, местами кайнозойского чехла; 8 — покровы мезо-кайнозойских базальтов; 9 — антиклинали; 10 — синклинали. Мезозойские грабены: 11 — выполненные верхним палеозоем и нижним мезозоем; 12 — выполненные верхнеюрскими эффузивами. Моно-Зырянская впадина: 13—17 — мощности верхнеюрских и нижнемеловых пород: 13 — от 0 до 1000 м, 14 — от 1000 до 2000 м, 15 — от 2000 до 3000 м, 16 — от 3000 до 4000 м, 17 — от 4000 до 6000 м. Область мезозойской складчатости: 18 — антиклинории, сложенные палеозоем. Структуры, заложившиеся на палеозойских сланцевых многоосинклиналях; 19 — антиклинории; синклинории; 20 — крылья синклинория; 21 — ядро синклинория; 22 — структуры, заложившиеся преимущественно на палеозойских известняковых многоосинклиналях; 23 — структуры, заложившиеся на докембрийском складчатом основании; 24 — палеозойские гранитонды; 25 — мезозойские гранитонды; 26 — ультраосновные породы; 27 — сводовые структуры; 28 — линейные антиклинали; 29 — линейные синклинали; 30 — направление запрокидывания структур; 31 — региональные зоны разломов; 32 — разломы; 33 — четвертичные вулканы

## ЛИТЕРАТУРА

- Абаимова Г. П. Стратиграфия верхнего ордовика и силура центральной части хребта Тас-Хаяхта. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». (Тезисы докладов). Л., 1961.
- Акулов Б. И. Верхнетриасовые отложения верховьев р. Индигирки. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». (Тезисы докладов). Л., 1961.
- Аникеев Н. П. и др. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1957, вып. 11.
- Апельцин Ф. Р. Отличительные черты петрографии и петрохимии разновозрастных формаций малых интрузий Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР. Магадан, 1957.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. М.—Л., ГОНТИ, 1947.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1933, 11, вып. 4.
- Атласов И. П. Краткий геологический очерк северо-востока СССР.— Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, 1947, вып. 33.
- Атласов И. П. Тектоника северо-западной части Верхоянской складчатой области. В кн.: «Проблемы тектоники». М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Атласов И. П., Сягаев Н. А. К тектонике северного Верхоянья и смежной части Сибирской платформы.— Труды Ин-та геол. Арктики, 1956, 89.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. Геосинклинали, их строение, история и законы развития.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1945, 20, вып. 5—6.
- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Ст. 1.— Вестн. МГУ, серия геол., 1961, № 5.
- Богданов Н. А. Стратиграфия верхнего ордовика и нижнего силура южной части хребта Тас-Хаяхта (хр. Черского).— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 2.
- Богданов Н. А. Общие черты строения палеозойского прогиба юго-западной части Кольмского срединного массива.— Докл. АН СССР, 1960, 132, № 3.
- Богданов Н. А. 1. Изменение фаций ордовикских и силурийских отложений горной системы Черского. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». (Тезисы докладов). Л., 1961.
- Богданов Н. А. 2. Очерк стратиграфии и тектоники хребта Тас-Хаяхта.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 9.
- Богданов Н. А., Чугаева М. Н. Палеозойские отложения Омuleвских гор.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
- Бычков Ю. М. К стратиграфии центральной части Чаунского района.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1958, вып. 12.
- Бычков Ю. М. 1. К стратиграфии и палеогеографии Иньяли-Дебинского синклинория.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1961, вып. 15.
- Бычков Ю. М. 2. Стратиграфия триасовых и юрских отложений юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклинория. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». (Тезисы докладов). Л., 1961.
- Васильев В. Г., Дрaбкин И. Е., Титов В. А. Новые данные, характеризующие перспективы нефтегазоносности северо-восточных районов СССР.— Новости нефтяной техники (геология), 1959, № 12.
- Васьковский А. П. Четвертичный вулкан Балаган-Тас в верховье реки Момы.— Труды Лабор. вулканол. и Камчатской вулканол. станции, 1949, вып. 6.
- Васьковский А. П. Обзор горных сооружений крайнего Северо-Востока Азии.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1956, вып. 10.
- Вихерт А. В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающей территории. М., Изд-во АН СССР, 1960.



- Возин В. Ф. Стратиграфия триасовых отложений окрестностей Безымянного интрузива на Дербек-Нельгехинском междуречье. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем северо-востока СССР». Доклады. Магадан, 1959.
- Волосатов А. А. Геологическое строение северо-восточных цепей хребта Черского.— Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, 1947, вып. 31.
- Гавриков С. И. О тектоническом районировании бассейна верхнего течения р. Индигирки.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та золота и редких металлов, 1958, вып. 38.
- Гавриков С. И., Попов Л. Н. Юрские отложения бассейна верхнего течения р. Индигирки. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». (Тезисы докладов). Л., 1961.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. В кн.: «Методы изучения тектонических структур». Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Гребенников Г. А. 1. Стратиграфия верхнеюрской вулканогенно-осадочной толщи северо-западной части Колымского срединного массива. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». (Тезисы докладов). Л., 1961.
- Гребенников Г. А. 2. Схема стратиграфии палеозойских отложений Селенняхского кряжа. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». (Тезисы докладов). Л., 1961.
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1961, 115.
- Динер К. Основы биостратиграфии. Перев. с нем. М.—Л. Новосибирск, ГОНТИ, 1934.
- Дранников Б. И. Геология и угленосность бассейна р. Индигирки в ее среднем течении.— Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, 1947, вып. 32.
- Дубовиков Л. К. Схема стратиграфии мезозойских отложений хребта Тас-Хаяхта. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». (Тезисы докладов). Л., 1961.
- Дубовиков Л. К., Лежоев В. К. Стратиграфия палеозойских мезозойских отложений хребта Тас-Хаяхта. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Доклады. Магадан, 1959.
- Еловских В. В. О строении фундамента Верхояно-Колымской геосинклинальной области и его влиянии на металлогению Восточной Якутии.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, 1961, вып. 6.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Заводовский В. М. Новая схема стратиграфии пермских отложений Северо-Востока СССР (кроме Верхоянья).— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1960, вып. 14.
- Зимкин А. В. 1. Геологический очерк Верхнезырянского района Колымского края.— Мат-лы по изуч. Колымско-Индигирского края, 1938, серия 2, вып. 3.
- Зимкин А. В. 2. Палеозой бассейна среднего течения Большой Колымы.— Мат-лы по изуч. Колымско-Индигирского края, 1938, серия 2, вып. 6.
- Зимкин А. В. Геологическое строение Северо-Восточной Якутии.— Труды Якут. фил. АН СССР, 1959, геол. сб. 3.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ, 1954.
- Калинко М. К. Результаты поисков нефти и газа на Аляске.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1961, 125.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 104, серия геол. (№ 34).
- Келлер Б. М. Типовые разрезы ордовика.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 154, серия геол. (№ 65).
- Котляр С. Г. Докембрий Уочатского массива. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке и унифицированию стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
- Краснокутский В. И. Докембрий и кембрий Колымского края.— Мат-лы по изуч. Колымско-Индигирского края, 1938, серия № 2, вып. 9.
- Кропоткин П. Н., Херасков Н. П. Тектоника северо-востока Азии. В кн.: «Труды Международного геологического конгресса». 17 сессия. Т. 2. М., ОНТИ, 1939.
- Кропоткин П. Н., Шаталов Е. Т. Очерк геологии северо-востока СССР.— Мат-лы по изуч. Охотско-Колымского края, 1936, серия 1, вып. 3.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ., 1955.
- Ларин Н. И. К тектонике и металлогенности Яно-Колымской складчатой области.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1955, вып. 9.
- Ларин Н. И. Геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000, инстр. Р—55 (р. Колыма). Объяснительная записка к геологической карте листа Р—55. Ред. В. Г. Матвеевко. М., Госгеолтехиздат, 1962.

- Левашов К. К. Девонский вулканизм Сетте-Дабана. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. (Тезисы докладов)». Л., 1961.
- Лобанов М. Ф. 1. Геологическое строение Новосибирских островов.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1957, 81.
- Лобанов М. Ф. 2. Геологическое строение островов Врангеля и Геральда.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 1957, 81.
- Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магнетизм и оруденение северо-востока СССР. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Межвилк А. А., Вольнов Д. А., Наумов А. Н. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Северного Хараулаха, Новосибирских островов, Орулганского хребта. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». (Тезисы докладов). Л., 1961.
- Миллер Д. Д., Пейн Т. Г., Грик Дж. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. Пер. с англ. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран (Тектоника СССР, т. 2). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Наливкин Д. В. Среднепалеозойские фауны верховьев рек Колымы и Хандыги.— Мат-лы по изуч. Охотско-Колымского края, 1936, серия 1, вып. 4.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Некрасов И. Я., Дьяченко В. И. Основные черты геологического строения и металлогении Нижне-Индибирского рудного района.— Сов. геол., 1960, № 1.
- Николаев А. А. К стратиграфии древних осадочно-метаморфических свит Приколмыя.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1956, вып. 10.
- Николаев А. А. Стратиграфия и тектоника Омулевских гор. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1958, вып. 12.
- Николаев А. А. Схема стратиграфии нижнего и среднего палеозоя юго-восточных подъятий Колымского среднего массива. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». (Тезисы докладов). Л., 1961.
- Николаева Т. В. Верхнесилурийские кораллы Колымского района. В сб.: «Палеозойские фауны Колымы». ОНТИ, 1936.
- Новиков С. В., Скормяков П. И. Докембрий и палеозой Охотско-Колымского края. Мат-лы по изуч. Охотско-Колымского края, 1936, серия 1, вып. 6.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы.— Сов. геол., 1959, № 7.
- Обручев С. В. Геология и полезные ископаемые Колымско-Индибирского района.— Труды СОПС АН СССР (К 10-летию Якутской АССР), 1933, вып. 2, геол. и полезн. ископ.
- Обручев С. В. Материалы для тектоники северо-восточной Азии.— Проблемы сов. геол., 1934, № 6—7.
- Обручев С. В. Очерк тектоники северо-восточной Азии. В кн.: «Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности». Т. 1. М.—Л., 1938.
- Обут А. М. 1. Дендронидеи северо-запада Русской платформы.— Труды ВНИГРИ, 1953, вып. 78.
- Обут А. М. 2. О морфологии и систематическом положении граптолитов.— Ежегодник Всес. палеонтол. об-ва, 1953, 14.
- Обут А. М. Граптолитовые сланцы силура и связанные с ними нефтепроявления в Средней Азии. В кн.: «Геология и геохимия». Т. 1. Л., 1957.
- Острый Г. Б. О поисках нефти в арктических районах.— Новости нефтяной и газовой техники (геол.), 1961, № 8.
- Павлинов В. Н. О новых находках граптолитов в Казахстане.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1949, 24, вып. 6.
- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. 1.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.
- Пейве А. В. Тектоника и магнетизм.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Пепеляев Б. В. Материалы к стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Приколмыя.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1960, вып. 14.
- Пепеляев Б. В. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000. Лист 0—56. Объяснительная записка. Ред. Л. А. Снятков. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Новые данные по стратиграфии Алазейского плоскогорья.— Сов. геол., 1962, № 2.
- Петрович Ю. Я. Схема стратиграфии докембрия и палеозоя восточной части Чукотского полуострова. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разра-

- ботке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Доклады. Магадан, 1959.
- Петрушевский Б. А., Резанов И. А. О некоторых особенностях новейших тектонических движений Верхояно-Колымской области.— Докл. АН СССР, 1960, 133, № 5.
- Попов Г. Г. Стратиграфия нижнемеловых отложений Зырянской угленосной площади. В кн.: «Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Доклады. Магадан, 1959.
- Попов Л. Н. Стратиграфия палеозойских отложений бассейна верхнего течения р. Индигирки. В кн.: «Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР». Доклады. Магадан, 1959.
- Попов Л. Н. Палеозойские отложения Чибгагалах-Момского района. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». Тезисы докладов. Л., 1961.
- Попов Ю. Н. Тектонические особенности северо-востока Азии.— Сов. геол., 1958, № 8.
- Постельников Е. С. Краткий очерк тектоники Индокитая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 1.
- Постельников Е. С., Пущаровский Ю. М. О тектоническом строении Приколымского поднятия.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 6.
- Пущаровский Ю. М. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1955, 105, № 5.
- Пущаровский Ю. М. О тектонике северо-востока СССР.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, 31, вып. 5.
- Пущаровский Ю. М. 1. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 9.
- Пущаровский Ю. М. 2. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. (Тектоника СССР, т. 5). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пущаровский Ю. М. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 5.
- Рухин Л. Б. Нижнепалеозойские кораллы и строматопороидеи верхней части бассейна р. Колымы.— Мат-лы по изуч. Колымско-Индигирского края, 1938, серия 2, вып. 10.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Госполтехиздат, 1959.
- Рябинин В. Н. О палеозойских строматопороидеях района реки Колымы.— Мат-лы по изуч. Охотско-Колымского края, 1936, серия 1, вып. 4.
- Сакс В. Н. Геологические исследования 1937 г. в южной части Алазейского плато.— Проблемы Арктики, 1938, № 2.
- Сакс В. Н. Некоторые соображения о геологической истории Арктики. В кн.: «Проблемы севера». Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Сакс В. Н., Моор Г. Г. Геология и петрография Алазейского плато.— Труды Горногеол. упр. Главсевморпути, 1941, 5.
- Симаков А. С. О крупном разломе в бассейне реки Колымы.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1949, вып. 5.
- Синицын В. М. Северозападная часть Таримского бассейна. (Геологический очерк), М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Славин В. И. Основные черты геологического строения срединных массивов в Альпийской геосинклинальной области.— Науч. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 2.
- Смирнов С. С., Цареградский В. А. Металлогения северо-востока Азии. В кн.: «Труды 17-ой сессии Международного геологического конгресса». Т. 5. М., 1940.
- Снятков Л. А., Снятков Б. А. Верхояно-Чукотская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР». Т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Сороков Д. С. Геологическое строение и полезные ископаемые Новосибирских островов. В кн.: «Юбилейная сессия Ученого совета Ин-та геол. Арктики», Л., 1957.
- Сороков Д. С. Стратиграфия дочетвертичных отложений Новосибирского архипелага. В кн.: «Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем северо-востока СССР». Доклады. Магадан, 1959.
- Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1958.
- Страхов Н. М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли и их значение для геологии.— Изв. АН СССР, серия геол. 1960, № 3.
- Гвенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. Пер. с англ. М.—Л., Глав. ред. геол.-развед. лит-ры, 1936.
- Гектоническая карта СССР. М-б 1 : 4 000 000. М., Изд-во Глав. упр. геодез. и картогр., 1953.
- Тектоническая карта СССР. М-б 1 : 5 000 000. Глав. ред. Н. С. Шатский. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Терехов М. И. Новые данные по стратиграфии Алазейского плоскогорья. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». Тезисы докладов. Л., 1961.

- Тетяев М. М. К тектонике Арктики. Геология и полезные ископаемые севера СССР. В кн.: «Труды I Геологоразведочной конференции по Северу». Т. 1. Л., Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Тильман С. М. Тектоническое строение Приколымья.— Мат-лы геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1958, вып. 13.
- Толль Э. В. Очерк геологии Новосибирских островов и важнейшие задачи полярных стран.— Зап. Акад. наук, серия 8, 1899, 9, № 1.
- Толмачев И. П. Материалы к познанию палеозойских отложений Северо-Восточной Сибири.— Труды Геол. музея Акад. наук, 1912, 6, вып. 5.
- Трушков Ю. Н. Геологический очерк бассейна реки Омудевки.— Мат-лы по изуч. Колымско-Индибирского края, 1938, серия 2, вып. 5.
- Тучков И. И. Палеогеография Северо-Востока СССР в верхнетриасовое, юрское и нижнемеловое время.— Сов. геол., 1957, сб. 59.
- Ушаков П. Н. Мезозой Верхнеколымского края.— Мат-лы по изуч. Колымско-Индибирского края, 1938, серия 2, вып. 7.
- Федорцев В. А. Геология и полезные ископаемые Яно-Индибирского водораздела. В кн.: «Труды I геологоразведочной конференции Главсевморпути». Т. 2. Л., 1936.
- Фортье И. О., Мак-Нейр А. Х., Торстейнссон Р. Геология и перспективы нефтеносности Канадского Арктического архипелага. В кн.: «Проблемы Севера». Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Хайн В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналиях.— Сов. геол., 1960, № 11.
- Херасков Н. П. Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны.— Пробл. сов. геол., 1935, 4, № 4.
- Чернышев Б. Б. Верхнесилурийские и девонские *Tabulata* бассейна р. Колымы. В кн.: «Палеозойские фауны Колымы». М.— Л., ОНТИ, 1936.
- Черняк Г. К. Биостратиграфия карбона Новосибирских островов. В кн.: «Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии». Вып. 8. Л., Изд-во Ин-та геол. Арктики, 1958.
- Чугаева М. Н. Ордовикские отложения Селенныхского кряжа.— Докл. АН СССР, 1961, 137, № 1.
- Шатский Н. С. О тектонике Арктики. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Севера СССР». Труды I Геологоразведочной конференции Главсевморпути, т. 1. Л., Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Шатский Н. С. 1. Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
- Шатский Н. С. 2. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 1.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран, м-б 1:5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шевченко В. В. Палеозойские отложения Тас-Хаяхтаского блока в бассейне среднего течения р. Индибирки. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якут. АССР». Тезисы докладов. Л., 1961.
- Шейнманн Ю. М. К истории формирования Кордильер. Ст. 1.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1956, № 2—3.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты развития складчатых поясов Тихоокеанского кольца.— Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1958, вып. 12.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты геосинклинальных (складчатых) поясов. В кн.: «Проблемы тектоники». М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Якушев И. Р. Стратиграфия верхнеюрских отложений бассейна р. Зырянки. В кн.: «Труды Совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
- Янишевский М. Э. Фауна палеозойских отложений Верхнеколымского края. М.— Л.; ГОНТИ, 1938.
- Ян Жин-шин В. А. Стратиграфия силурийских и девонских отложений хребта Сетта-Дабан. В кн.: «Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР». Тезисы докладов. Л., 1961.
- Ваадсгаард Н., Folinsbee R. E., Lipson J. Caledonian or acadian granites of the Northern Yukon territory. In: «Geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.
- Blackadar R. G. Geological reconnaissance — north coast of Ellesmere Island, Arctic Archipelago, Northwest territories.— Geol. Surv. Canada Papers, 1954, N 53—10.
- Blackadar R. G. Precambrian geology of the Arctic islands.— Canad Mining J., 1960, 81, N 4.
- Blackadar R. G., Fraser J. A. Precambrian geology of Arctic Canada. A summary account. In: «Geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.
- Born A. Zur geologische Aufbau der Erde. Handbuch der Geophysik. Berlin, 1932.
- Born A. Über Werden und Zerfall von Kontinentalschollen. In: «Fortschritte der Geologie und Palaeontologie». Berlin, 1933.
- Bostock H. S., Mulligan R., Douglas R. J. W. The Cordilleran region. In: «Geology and economic minerals of Canada». Geol. Surv. Dept. Mines and Techn. Surv. Ottawa, 1957.

- Bowsher A. L., Dutro J. T. The paleozoic section in the Shainin lake area central Brooks range, Alaska.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1957, N 303-A, B.
- Brown J. C. Circular structures in the Arctic island.—Amer. J. Sci., 1951, 249.
- Bulman O. M. The sequence of graptolite faunas.—Paleontology, 1958, 1, pt. 3.
- Cairnes D. D. The Yukon—Alaska international boundary, between Porcupine and Yukon rivers.—Geol. Surv. Canada Mem., 1914, 67.
- Christie R. L. Geological reconnaissance of the north coast of Ellesmere island, district of Franklin, Northwest territories.—Geol. Surv. Canada Papers, 1957, N 56—9.
- Dutro J. T. Correlation of Paleozoic rocks in Alaska (abstract). In: «The geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.
- Eardly A. J. Paleozoic Cordilleran geosyncline and related orogeny.—J. Geol., 1947, 55.
- Eardley O. J. History of geology thought on the origin of the Arctis basin. In: «The geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.
- Fortier Y. O. The Arctic Archipelago. In: «Geology and economic minerals of Canada». 4th ed. Ottawa, 1957.
- Gabrielse H. Geological reconnaissance in the northern Richardson mountains Yukon and Northwest territories.—Geol. Surv. Canada Papers, 1957, N 56—6.
- Gregory A. F., Bower O. O., Morley P. H. Geological interpretation of aeromagnetic profiles from the Canadian Arctic Archipelago. In: «Geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.
- Gryc G. Progress report: A study of tectonics of Alaska. In: «Geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.
- Gryc G., Patton W., Payne T. Present cretaceous stratigraphic nomenclature of northern Alaska.—J. Washington Acad. Sci., 1951, 41, N 5.
- Gryc G. a. oth. Mesozoic sequence in Colville river region northern Alaska.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1956, 40, N 2.
- Hall J. Graptolites of Quebec group. Figures and descriptions of Canada organic remains.—Canada Nature, new ser., 1865, 2.
- Harker F., Thorsteinsson R. Perm: an rock and faunas of Grinnel Peninsula, Arctic Archipelago.—Geol. Surv. Canada Mem., 1960, N 309.
- Heezen B. C., Ewing M. Extension of the Mid-Oceanic ridge throught the Arctic basin. In: «Geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.
- Heywood W. W. Arctic piecement domes.—Trans. Canad. Inst. Mining and Metallurgy, 1955, 48.
- Hume G. S. The lower Mackenzie river area, Northwest Territories and Yukon.—Geol. Surv. Canada Mem., 1954, N 273.
- Jackson D. E., Lenz A. C. Zonation of ordovician and silurian graptolites of northern Yukon.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1962, 46, N 1.
- Jeletzky J. A. Geological history of Aklavik range, northeastern Richardson mountains N. W. T.—Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, N 12, pt. 2.
- Jeletzky J. A. Uppermost jurassic and cretaceous rocks of the Eastern flank of Richardson mountains between Stony creek and lower Donna river.—Geol. Surv. Canada Papers, 1960, N 59—14.
- Jeletzky J. A. Eastern slope Rishardson mountains: Cretaceous and Tertiary structural history and regional significance. In: «Geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.
- Johnson M. W. Plankton. Vol. 1. Geol. Soc. America Mem., 1957.
- Jones O. T. On the evolution of a geosyncline.—Quart. J. Geol. Soc., London, 1938, 94, pt. 2.
- Jones O. T. The geological evolution of Wales and adjacent regions.—Quart. J. Geol. Soc., London, 1955, 111, pt. 4, N 444.
- Kay G. M. Paleozoic North American geocynclines island arcs. In: «Repos Internat. Geol. Congr.», 18th Session. 1948. Pt. 13. London, 1952.
- Kent P. E., Russell W. A. C. Evaporite piercement structures in the Northern Richardson mountains. In: «Geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.
- Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1921.
- Koch L. Geologie von Grönland. Berlin, 1935.
- Kurtz V. E., McNair A. H., Wales D. B. Stratigraphy of the Dundas Harbour area, Devon Island, Arctic Archipelago.—Amer. J. Sci., 1955, 250.
- Leffingwell E. de R. The Canning river region Northern Alaska.—U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 1919, N 109.
- Lowell J. D. Ordovician miogeosynclinal margin in Central Nevada. In: «Repts Internat. Geol. Congr.» 21 session. Norden, Pt. 7. Copenhagen, 1960.
- Mangus M. D. Regional interpretation of the geology of the Kongakuk-Firth rivers area.—U. S. Geol. Surv. Spec. Rept., 1953, N 43.
- Martin L. J. Stratigraphy and depositional tectonics of north Yukon—lower Mackenzie area.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1959, 43.
- Martin L. J. Tectonic framework of Northern Canada. In: «Geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.

- McLaren D. J. Southern Ellesmere island between Goose fiord and Bjorne peninsula. Operation Franklin.—Geol. Surv. Canada Mem., 1960, N 320.
- Mertie J. B. The Tatonduk—Nation district Alaska.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1932, N 836—E.
- Mertie J. V. The Yukon—Tanana region, Alaska.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1937, N 872.
- Morris R. H. Reconnaissance study of the Mareh anticline, northern Alaska.—Bull. U. S. Geol. Surv. open—file report, 1957.
- Newell N. D. a. oth. The Permian reef complex of the Gvadelupe mountains region. Texas and New Mexico. San Francisco, 1953.
- Norris A. W. Starfish bay area. Ellesmere Island. Operation Franklin.—Geol. Surv. Canada Mem., 1960, N 320.
- Patton W. New formation of Jurassic age.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1956, 40, N 2.
- Patton W. A new upper Paleozoic formation central Brooks range, Alaska.—U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 1957, N 303-B.
- Payne T. G. Geology of the Arctic slope of Alaska. U. S. Geol. Map OM 126, Oil and Gas inv. 3 sheets. Washington, 1951.
- Ross R. J. Distribution of Ordovician graptolites in eugeocynclinal facies in western North America and its paleogeographic implications.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, 45, N 3.
- Ruedemann R. Graptolites of North America.—Geol. Soc. America. Mem., 1947, N 19.
- Sable E. G., Dutro J. T. New Devonian and Mississippian formation in the De Long mountains, Northern Alaska.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1961, 45, N 5.
- Schuchert C. Sites and nature of the North American geosynclines.—Bull. Geol. Soc. America, 1923, 34.
- Smith P. S. The Noatak-Kobuk region, Alaska.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1913, N 536.
- Smith P. S. Areal geology of Alaska.—U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 1939, N 192.
- Smith P. S., Mertie Y. B. Geology and mineral resources of northwestern Alaska.—U. S. Geol. Surv., 1930, N 815.
- Souther J. G. Geological traverse across Axel Heiberg island from Buchanan Lake to Strand Fiord. Operation Franklin.—Geol. Surv. Canada Mem., 1960, N 320.
- Schtille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940.
- Thorsteinsson R. Cornwallis and Little Cornwallis islands, district of Franklin, Northwest territories.—Geol. Surv. Canada Mem., 1958, N 294.
- Thorsteinsson R. Western Queen Elizabeth Island, district of Franklin, Northwest territories.—Geol. Surv. Canada Papers, 1959, N 51—1.
- Thorsteinsson R. Prince Alfred bay, Devon island. Operation Franklin.—Geol. Surv. Canada Mem., 1960, N 320.
- Thorsteinsson R. Lower Palaeozoic stratigraphy of the Canadian Arctic Archipelago. In: «Geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.
- Thorsteinsson R., Glenister B. F. Driftwood bay, Bathurst Island Operation Franklin.—Canada Geol. Surv. Mem., 1960, N 320.
- Thorsteinsson R., Tozer E. Summary account of structural history of the Canadian Arctic Archipelago since Precambrian time.—Geol. Surv. Canada Papers, 1960, N 60—7.
- Tozer E. T. Geological reconnaissance, Prince Patrick, Eglinton and Western Melville islands, Arctic Archipelago, Northwest territories.—Geol. Surv. Canada Papers, 1956, N 55—5.
- Tozer E. T. Mesozoic and Tertiary stratigraphy of the Canadian Arctic Archipelago.—Geol. Surv. Canada Papers, 1960, N 60—5.
- Tozer E. T. Summary account of mesozoic and Tertiary stratigraphy, Canadian Arctic Archipelago. In: «Geology of the Arctic». Vol. 1. Toronto, 1961.
- Troelsen J. C. Contributions to the geology of northwest Greenland, Ellesmere island Axel Heiberg island.—Medd. Grønland, 1950, 149, N 7.
- Troelsen J. C. Contributions to the geology of northwest Greenland, Ellesmere island North. America, 1952, 5.
- Warren P. S., Stelck C. R. The late middle Devonian unconformity in northwestern Canada.—Trans. Roy. Soc. Canada, 1949, 43, Ser. 3, Sec. 4.
- Whittington C. L. Revised stratigraphic nomenclature of Collville group.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1956, 40, N 2.
- Wilson I. T., Russell H. D., Farquhar R. M. Economic significance of basement subdivision and structures in Canada.—Trans. Canad. Inst. Mining and Metallurgy, 1956, 59.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	5
<i>Часть I</i>	
<b>Строение и история тектонического развития западной части Колымского срединного массива</b>	
Введение . . . . .	7
<i>Глава I. Стратиграфия</i> . . . . .	10
Докембрий . . . . .	10
Протерозой . . . . .	11
Рифей . . . . .	11
Нижний и средний палеозой . . . . .	14
Кембрий . . . . .	14
Ордовик . . . . .	15
Силур . . . . .	32
Девон . . . . .	43
Карбон . . . . .	57
Верхний палеозой и мезозой . . . . .	61
Пермь . . . . .	61
Триас . . . . .	65
Юра . . . . .	69
Мел . . . . .	75
<i>Глава II. Тектоническое строение западной части Колымского срединного массива и сопредельных мезозойских геосинклинальных структур</i> . . . . .	78
К истории развития взглядов на тектонику центральной части мезозоид Северо-Востока СССР . . . . .	78
Морфология тектонических структур . . . . .	82
Колымский срединный массив . . . . .	82
Мезозойские наложенные структуры . . . . .	111
Зоны региональных разломов . . . . .	122
Мезозойская складчатая область . . . . .	130
<i>Глава III. История развития тектонических структур западной части Колымского срединного массива</i> . . . . .	135
Некоторые замечания о докембрийском и раннепалеозойском этапе развития . . . . .	135
Тектоническое развитие области в нижнем и среднем палеозое . . . . .	136
Нижний и средний ордовик . . . . .	136
Средний ордовик — нижний силур . . . . .	140
Верхний силур — нижний девон . . . . .	149
Нижний девон — нижний карбон . . . . .	153
Некоторые общие замечания о типах палеозойских прогибов . . . . .	163
История тектонического развития в верхнем палеозое и мезозое . . . . .	165
Нижняя пермь — верхняя юра . . . . .	166
Верхняя юра — верхний мел . . . . .	171
Некоторые выводы . . . . .	174

**Некоторые общие вопросы тектоники  
Колымско-Аляскинской геосинклинальной области**

Введение . . . . .	177
<i>Глава I.</i> Северное продолжение геосинклинальной зоны Черского . . . . .	180
<i>Глава II.</i> Геосинклинальная зона Франклина . . . . .	184
Канадский Арктический архипелаг . . . . .	185
Горы Ричардсон и Британские . . . . .	198
Северная Аляска . . . . .	204
Общие особенности тектонического развития геосинклинальной зоны Франклина . . . . .	213
<i>Глава III.</i> Палеозойская Чукотско-Полуостровная геосинклинальная зона . . . . .	218
<i>Глава IV.</i> Предполагаемые палеозойские тектонические структуры в восточной части Северного Ледовитого океана . . . . .	221
Заключение . . . . .	224
Литература . . . . .	229



## CONTENTS

Foreword	5
<i>Part I</i>	
<b>Structure and tectonic history of the Western part of Kolyma median massif</b>	
Introduction	7
<i>Chapter I. Stratigraphy</i>	10
Precambrian	10
Proterozoic	11
Rifain	11
Lower and Middle Paleozoic	14
Cambrian	14
Ordovician	15
Silurian	32
Devonian	43
Carboniferous	57
Upper Paleozoic and Mesozoic	61
Permian	61
Triassic	65
Jurassic	69
Cretaceous	75
<i>Chapter II. Tectonic structure of the western part of Kolyma median massif and of the adjacent Mesozoic geosynclinal structures</i>	78
To the history of views on the tectonics of the central part of Mesozoides in the north-east of the USSR	78
Morphology of tectonic structures	82
Kolyma median massif	82
Mesozoic superimposed structures	111
Zones of regional faults	122
Mesozoic folded area	130
<i>Chapter III. History of the development of tectonic structures in the western part of Kolyma median massif</i>	135
Some remarks on the Precambrian and Early Paleozoic stage of development	135
Tectonic development of the area during Lower and Middle Paleozoic	136
Lower and middle ordovician	136
Middle Ordovician—lower Silurian	140
Upper Silurian—lower Devonian	149
Lower Devonian—lower Carboniferous	153
Some remarks on the types of paleozoic saggings	163
History of tectonic development during Upper Paleozoic and Mesozoic	165
Lower Permian—upper Jurassic	166
Upper Jurassic—upper Cretaceous	171
Some conclusions	174

*Part II*

**Some general problems of tectonics  
of the Kolyma-Alaska geosynclinal area**

Introduction . . . . .	177
<i>Chapter I.</i> Northern extension of Chersky geosynclinal zone	180
<i>Chapter II.</i> Franklin geosynclinal zone . . . . .	184
Canadian Arctic Archipelago . . . . .	185
Richardson and British Mountains . . . . .	198
Northern Alaska . . . . .	204
General specific features in the tectonic development of Franklin geosynclinal zone . . . . .	213
<i>Chapter III.</i> Chukotka-Polousny geosynclinal zone of Paleozoic age .	218
<i>Chapter IV.</i> Assumed Paleozoic tectonic structures in the eastern part of the Arctic Ocean . . . . .	221
Conclusion . . . . .	224
Bibliography . . . . .	229

*Никита Алексеевич Богданов*

**Тектоническое развитие в палеозое  
Колымского массива и Восточной Арктики**

Труды Геологического института, вып. 99

*Утверждено к печати  
геологическим ин-том АН СССР*

Редактор издательства *Я. А. Галушко*  
Контрольный редактор *С. Т. Попова*

Технические редакторы *Ю. В. Рылина, И. Н. Дорохина*

РИСО АН СССР № 12—83В. Сдано в набор 2/VII 1963 г.  
Подписано к печати 30/X 1963 г. Формат 70×108<sup>1/16</sup>.

Печ. л. 15+2 вкл. Усл. печ. л. 21,92

Уч.-изд. л. 20,8(20,3+0,5 вкл.). Тираж 700 экз.

Т-14014. Изд. № 1872. Тип. зак. № 5722

*Цена 1 р. 60 к.*

Издательство Академии наук СССР  
Москва, Б-64, Подсосенский пер., 21.

---

2-я типография Издательства АН СССР  
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

1 р. 60 к.