

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 8

К. К. ЗЕЛЕНОВ

**ЛИТОЛОГИЯ
НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРНОГО СКЛОНА
АЛДАНСКОГО МАССИВА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

К. К. ЗЕЛЕНОВ

**ЛИТОЛОГИЯ
НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРНОГО СКЛОНА
АЛДАНСКОГО МАССИВА**



Главный редактор
академик Н. М. Страхов
Ответственный редактор.
Г. И. Бушинский

ВВЕДЕНИЕ

Литологические исследования мощной нижнекембрийской карбонатной толщи на северном склоне Алданского массива являлись частью обширных работ по изучению кембрийских отложений юга и востока Сибирской платформы, проводившихся группой Отдела сравнительной литологии ИГН АН СССР в составе Сибирской экспедиции Института. В задачу группы входило изучение вещественного состава и условий образования кембрийских отложений с целью выяснения истории геологического развития и палеогеографии этой области. Недостаточная стратиграфическая изученность обширной территории и дискуссионный характер многих схем сопоставления различных довольно сложных разрезов обусловили необходимость проведения попутных стратиграфических исследований, позволивших со значительной достоверностью увязать удаленные один от другого разрезы в единую геологическую схему. Успешных результатов удалось добиться благодаря одновременно проводившимся палеонтологическим исследованиям, однако ряд сопоставлений из-за отсутствия органических остатков пришлось делать на основании фациального анализа и детального (где это было возможно) прослеживания характера изменения пород по простиранию.

В 1950—1952 гг. автором были проведены маршруты на лодках по р. Лене от с. Чуран до с. Покровское (1950 г.), по р. Алдан от г. Томмот до с. Угоян и по р. Амга от с. Туора до с. Бердигес (1951 г.) и по р. Ботома от с. Ботома до с. Брылок (1952 г.). В этих работах активное участие принимали студенты-коллекторы: в 1950 г. — Э. А. Мистрюков, в 1950 и 1951 гг. — Л. Д. Хотеев, в 1951 и 1952 гг. Л. Н. Симонов и в 1952 г. — Ю. Е. Баранов. В осмотре некоторых обнажений совместно с автором принимали участие Н. А. Архангельская, Н. П. Суворова и К. Б. Кордэ. В период камеральной обработки были частично использованы каменные материалы Н. А. Архангельской — по району р. Лена, от г. Олекминск до с. Чуран (1950 г.), Н. В. Покровской — по рекам Мая и Иникан (1950 г.), З. А. Журавлевой — с р. Олекма (1953 г.), И. Т. Журавлевой и К. Б. Кордэ — из района р. Алдан (1953 г.) и Ю. А. Ходак — по Алданскому горнопромышленному району (1952—1953 гг.). Органические остатки определены Н. В. Покровской и Н. П. Суворовой (трилобиты), И. Т. Журавлевой (археопияты), К. Б. Кордэ (водоросли).

При камеральной обработке главное внимание уделялось изучению пород в прозрачных шлифах под микроскопом, причем для того, чтобы отличить кальцит от доломита, применялось окрашивание открытых шлифов азотно-кислым серебром. Текстуры пород изучались по поверхностям выветривания и пришлифовкам. Для определения вещественного состава использовано большое количество химических (главным образом карбонатных) и несколько битуминологических анализов, которые были

выполнены коллективами соответствующих лабораторий Отдела сравнительной литологии Института, руководимыми Э. С. Залманзон и К. Ф. Родионовой. В необходимых случаях применялись и другие методы исследований: гранулометрический, термический, рентгено-структурный, спектральный и пр.

В общей постановке и проведении работы большую помощь оказали Н. А. Архангельская, Н. М. Страхов, И. В. Хворова и весь коллектив Отдела сравнительной литологии, неоднократно обсуждавший полученные данные в ходе выполнения работ.

Автор с удовольствием пользуется случаем выразить всем упомянутым лицам свою искреннюю признательность.

Автор

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЙ
НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРНОГО СКЛОНА АЛДАНСКОГО МАССИВА

Первым геологом-исследователем северного склона Алданского массива был горный инженер Н. Г. Меглицкий, изучавший геологическое строение р. Лены в 1850 г. во время своей экспедиции на Верхоянский хребет. В красных мергелистых известняках у с. Синское Н. Г. Меглицкий нашел окаменелости, принятые им за каменноугольные *Calamites*. Как оказалось впоследствии, это была первая в мире находка археоциат, тогда еще неизвестных (Геккер, 1928). Много данных о составе и об условиях залегания пород в бассейне Лены собрал в 1875 г. А. Л. Чекановский (1876), сосланный в Сибирь за участие в польском восстании. Наряду с другими коллекциями Э. В. Толль (1895) обработал ленские коллекции А. Л. Чекановского и, обнаружив в них нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы, установил кембрийский возраст ленских известняков и мергелей.

В начале XX в. на северном склоне Алданского массива появляются партии Геологического комитета. В 1913 г. В. Н. Зверев (1913, 1914) проводил геологические исследования в долинах рек Алдан и Мая. Им впервые по фауне трилобитов установлено наличие кембрия на Алданском плато и составлен разрез этих отложений. В 1912, 1913 и 1915 гг. А. Г. Ржонсницкий (1918) изучал Ленско-Вилюйский водораздел, где также выделил кембрийские породы. Анализируя данные А. Л. Чекановского и свои собственные наблюдения, А. Г. Ржонсницкий отметил, что на Лене, в толще слагающих берега известняков, может быть выделена самая нижняя часть кембрия, представленная преимущественно красными известняками и мергелями. Благодаря слабому антиклинальному перегибу слоев эта часть разреза обнажается между деревнями Чуран и Синская.

Планомерное изучение недр Якутии началось после Великой Октябрьской социалистической революции. Из числа многих геологических партий, проводивших различные исследования в Якутской АССР, в 1925—1926 гг. на Лене работали партии А. А. Григорьева, Г. А. Иванова, С. С. Кузнецова (Обручев, 1945). Между прочими находками эти исследователи собрали большое количество археоциат, причем С. С. Кузнецов собрал их в том самом месте, из которого Н. Г. Меглицкий описал свои «*Calamites cannaeformis*». В 1930 г. И. П. Атласов (1935) изучил район Ботомских железорудных месторождений и составил разрез кембрийских отложений по Лене на участке от р. Синяя до с. Покровское, однако он значительно преувеличил мощности этих осадков.

В сводках по геологии Сибири В. А. Обручев (1927, 1935) обобщил все материалы указанных исследователей и, учитывая собственные наблюдения в более западных районах, составил схематический разрез кембрия по р. Лена между ст. Жербинская и ст. Покровская. На этом разрезе В. А. Обручев (1935) изобразил отмеченный А. Л. Чекановским и А. Г. Ржонсницким антиклинальный перегиб, показал нижнюю красную мергелистую пачку и выделил пестрый гипсоносный горизонт, который, по его мнению, залегает на границе между нижним и средним кембрием и по направлению к востоку, постепенно замещаясь известняками, совершенно исчезает у дер. Ботомайская.

В процессе знакомства с нижнепалеозойскими отложениями северного склона Алданского массива накапливалось все больше и больше сведений об их битуминозности. Стали известны битумопроявления в районе р. Синяя, по р. Мая и в некоторых других районах. А. Д. Архангельский (1929) высказал предположение о возможной нефтеносности Вилюйской впадины. Н. С. Шатский (1932) выделил Вилюйскую впадину как заслуживающую первоочередного изучения в отношении нефтеносности. Из сопоставления всех наблюдений и литературных данных следовало, что первичные отложения нефтеобразующих пород необходимо искать среди древнепалеозойских, преимущественно кембрийских, отложений.

В связи с этими предположениями с 1932 г. началось усиленное изучение пород нижнего палеозоя северного склона Алданского массива. Одним из первых сторонников нефтеносности кембрия Сибири был Г. Э. Фришенфельд, совершивший в 1932 г. маршрут по Лене от устья р. Синяя до с. Еланское, по р. Синяя и по Лено-Вилюйскому водоразделу с целью изучения битуминозных горизонтов нижнего и среднего кембрия, контактов мезозоя с палеозоем и тектоники соленосных отложений. Г. Э. Фришенфельд (1932) не внес существенных изменений в стратиграфическую схему И. П. Атласова и разошелся с ним лишь в оценке мощностей, считая данные И. П. Атласова преувеличенными по крайней мере в три раза. Много внимания уделил Г. Э. Фришенфельд «битуминозным горючим сланцам» р. Синяя, подробно описанным им в числе других полезных ископаемых этого района. В том же 1932 г. Д. К. Зеgebарт проводил исследования древнего палеозоя и мезозоя по р. Лена, от устья р. Бирюк до устья р. Синяя, и по притокам Лены — рекам Намана и Бирюк. Вскрытый на этом участке разрез Д. К. Зеgebарт (1936) назвал «западным», в отличие от «восточного» разреза И. П. Атласова. Д. К. Зеgebарт пришел к выводу, что нижнекембрийский бассейн был единым и характеризовался мелководными условиями нормального моря. Во время отложения верхней части «пестроцветной толщи» стабильность условий нарушилась и «наметилось разделение бассейна с выявлением двух фаций». Западная область была прибрежной частью мелкой лагуны, а восточная сохраняла условия нормального моря (Зеgebарт, 1936). В 1933 г. Н. Г. Акатов и О. В. Флерова провели исследования берегов Лены от дер. Ой-Журинская до г. Якутск и приток рек Синяя, Ботома, Лютенга и др. В том же году В. М. Сенюков, проводя маршрутно-геологическую съемку в бассейне р. Толба, обнаружил неокатанные куски битуминозных доломитов и гальку асфальтита. Эти находки послужили основанием для проведения в 1934 г. геолого-поисковых работ на р. Толба (Сенюков, 1938) и в верховьях рек Алдан и Амга (Зеgebарт, 1939₁ и 1939₂).

Начиная с 1934 г. Е. В. Лермонтовой обрабатывался большой фаунистический материал (главным образом остатки трилобитов), собранный к тому времени в результате широко развернутых геолого-съемочных и нефтепоисковых работ, в основном из восточных районов — с рек Синяя, Бена, Ботома, Мая, Юдома и др. Определение многочисленных коллекций, а также пересмотр старых сборов А. Ф. Чекановского, А. Г. Ржон-

сницкого и др. дали возможность Е. В. Лермонтовой составить стратиграфическую схему кембрийских отложений Сибири. «Палеонтологическим стандартом» для этой схемы послужил разрез нижнего кембрия в среднем течении Лены (в бассейнах рек Синяя и Ботома), описанный в 1939 г. О. В. Флеровой. В этом разрезе все еще осталась резко завышенной мощностью толща битуминозных известняков и сланцев (560 вместо фактических 40—50 м). К сожалению, в посмертно опубликованной монографии Е. В. Лермонтовой (1951) эта ошибка О. В. Флеровой, исправленная последующими исследователями (Гурари, 1945; Розенцвит, 1948), не оговорена. Наоборот, редактором в предисловии подчеркнуто, что «все изложенные данные сохраняют свое значение и подтверждаются исследованиями последних лет». В 1941 г. вышла из печати большая сводная работа О. В. Флеровой — «Нефтеносность кембрийских отложений Лено-Алданского бассейна», обобщающая результаты нефтепоисковых и разведочных работ, проведенных с 1932 по 1940 г. на территории Лено-Алданского бассейна различными организациями. В 1947 г. опубликована работа А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой, проводивших в 1940 г. геологические исследования по рекам Олекма и Токко.

1940-й и последующие годы ознаменованы еще более широким развитием геолого-съемочных и поисковых работ на территории Якутии и главным образом на северном склоне Алданского массива. Эти работы проводились в основном силами вновь организованной Якутской нефтяной геолого-поисковой конторы, впоследствии реорганизованной в Якутское геологическое управление. Геологи этой организации, в числе которых следует особо упомянуть Г. В. Бархатова, А. К. Боброва, Д. К. Горнштейна, Н. А. Грибову, Г. Г. Григорьеву, Ф. Г. Гурари, Н. П. Дубраво, В. В. Крылова, С. М. Нейзлер, М. П. Николенко, М. Г. Равич, А. О. Розенцвита, Г. Д. Севонько и С. П. Ситникова, покрыли детальной инструментальной геологической съемкой значительную часть территории, примыкающей к крупным водным магистралям — рекам Лена, Алдан, Амга, Олекма, Намана, Толба, Синяя, Ботома и др. В результате этих работ в нижнекембрийских отложениях был достаточно обоснованно выделен ряд свит, уточнены их мощности, проведено более или менее детальное сопоставление разрезов различных удаленных друг от друга районов, составлены структурные карты отдельных участков. М. Г. Равич (1944) положил начало литологическому изучению керна, полученного при разведочном бурении. Работы того времени, частично освещенные в статье Ф. Г. Гурари (1945, 1947), послужили прочной основой дальнейших исследований кембрийских отложений северного склона Алданского массива.

После Великой Отечественной войны в работах по исследованию нижнекембрийских отложений в этом районе приняли участие крупные научно-исследовательские учреждения: ВСЕГЕИ (К. Н. Андриановская, И. П. Бузинов, Ю. К. Дзевановский, Е. И. Корунтова, Г. Ю. Лагздина, В. А. Луконина, О. И. Некрасова, Е. Э. Разумовская, Н. Е. Чернышова и др.), ИГН АН СССР (Н. А. Архангельская, В. Н. Григорьев, В. С. Журавлев, З. А. Журавлева, К. К. Зеленов, Н. В. Покровская, Е. А. Рейтлингер, Л. Н. Решина, Ю. А. Ходак, Н. М. Чумаков и др.), ПИН АН СССР (И. Т. Журавлева, К. Б. Кордэ, Н. П. Суворова и др.) и трест Аэрогеология. Работы этих исследователей, частью объединенных в крупные комплексные экспедиции, проводились в контакте друг с другом и с работниками Якутского геологического управления. Итогом этих работ являются современные знания по стратиграфии, тектонике, литологии и полезным ископаемым юга Сибирской платформы, частично опубликованные в статьях Ю. К. Дзевановского (1946), И. Т. Журавлевой (1951, 1954), Н. С. Зайцева (1954), К. К. Зеленова (1955), Н. В. Покровской (1954), Н. П. Суворовой (1954) и других исследователей.

Глава II

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО СКЛОНА АЛДАНСКОГО МАССИВА

За основу стратиграфического расчленения кембрийских отложений южной части Сибирской платформы нами принята работа Е. В. Лермонтовой (1951), впервые давшей систематическое описание остатков ископаемых организмов (главным образом трилобитов) в разрезах целого ряда районов, иногда значительно удаленных друг от друга. В дальнейшем Н. П. Суворова (1954), развив высказанный Ф. Г. Гурами взгляд на расчленение кембрия, выделила в ленском разрезе два яруса, получивших название ленского и алданского. Н. В. Покровская на основании остатков трилобитов расчленила ленский ярус на ряд четко охарактеризованных фаунистических зон. Впоследствии Покровская (1954) преобразовала их в 5 горизонтов:

1) синский (зона *Bergeroniellus asiaticus* с типичной фауной *Bergeroniellus asiaticus*, *Pagetiellus tolli*, *P. lenaicus*, *Protolenus dzevanovskii*, *Botsfordia caellata* и др.);

2) толбачанский (зона *Bulaiaspis-Bergeroniellus lermontovae*; типичная фауна: в западных разрезах — *Bulaiaspis*, в восточных — *Bergeroniellus lermontovae*, *B. atlasovi*, *Aldonaia ornata*, *Kutorgina flerovae*);

3) олекминский (зона *Bergeroniaspis ornatus-Jakutus quadriceps*; типичная фауна: *Bergeroniaspis ornatus*, *Jakutus quadriceps*, *Solepopleurella bella*);

4) кетеминский (зона *Pseudoeteraspis-Parapoliella-Namanoia*; типичная фауна: *Pseudoeteraspis aldanensis*, *Parapoliella obrutchevi*, *Namanoia namanensis*, *Bathynotus namanensis*);

5) еланский (внизу зона *Protolensis grandis* — *Bathyriscellus grandis* с трилобитами *Protolenus grandis*, *Micmacca rara*, *Bonnia*, *Binodaspis*, *Bathyriscellus grandis* и археоциатами, вверх — зона *Kooteniella* с трилобитами *Kooteniella*, *Granularia*, *Bonnia sibirica*). Эти горизонты и зоны прослежены Н. В. Покровской (1954) почти по всем основным разрезам нижнего кембрия южной части Сибирской платформы. Несколько позже К. К. Зеленов, И. Т. Журавлева и К. Б. Кордэ (1955) разделили алданский ярус на толбинский и журинский подъярусы и, основываясь на разнообразии археоциат и водорослей, выделили в восточных районах суннагинский, кенядинский и атдабанский горизонты.

Изложенная стратиграфическая схема, созданная в самые последние годы, позволяет достаточно обоснованно ставить вопрос о фациях, палеогеографии и истории развития нижнекембрийского бассейна на северном склоне Алданского массива. В то же время значительная фациальная

изменчивость нижнекембрийских отложений в различных частях описываемой территории, выразившаяся в наличии «западного» и «восточного» разрезов, детальная увязка которых до сих пор, по существу, является дискуссионной¹, заставляет подробнее остановиться на строении изученных разрезов, а также на вопросах их взаимосвязи и взаимопереходов, решенных на основании их литологического изучения. Приведенный в настоящей главе материал представляет собой попытку свести воедино разрезы нижнекембрийских отложений по рекам Лена, Амга и Ботома, а также показать место этих разрезов в общей стратиграфической схеме кембрия юга Сибирской платформы.

Наиболее детально изученным разрезом нижнего кембрия северного склона Алданского массива (ко времени начала наших работ) считался разрез, вскрытый в среднем течении Лены на участке от с. Чуран до с. Еланское. Ввиду того, что известняки, слагающие этот разрез, содержат в большом количестве разнообразную фауну трилобитов, Е. В. Лермонтова (1951) назвала его «основным разрезом» Якутии. Детальная структурно-геологическая съемка этого района (Розенцвит, 1948) позволила уточнить мощности выделенных в этом разрезе свит, а буровые работы, вскрывшие кристаллические породы архея, дали возможность изучить более низкие горизонты. Таким образом, в рассматриваемом районе известен полный разрез отложений нижнего кембрия.

В среднем течении Лены на участке от с. Чуран до с. Еланское на метаморфизованных сланцах архея залегают следующие кембрийские отложения (снизу вверх).

1. Sm_1^{tb} — толбинская свита, вскрытая исключительно скважинами Синского разведочного участка, отнесена к нижнему кембрию на основании находки трилобитов сем. *Judomia* в соответствующих толбинской свите отложениях Юдомо-Майского района.

Свита представлена глинистыми и алевроитовыми, тонкокристаллическими и пелитоморфными доломитами, в нижней части сильно загипсованными. Имеются прослой оолитовых доломитов. В основании залегают песчаники и конгломераты; песчаники и песчаные доломиты развиты также в середине разреза. В верхней части свиты наблюдаются прослой глинистых, местами брекчиевидных известняков, глинистых доломитов и доломитовых мергелей. По М. Г. Равичу, толбинская свита делится на 5 пачек: 1) базальные конгломераты и песчаники (мощностью 9—12,5 м); 2) микрозернистые, часто водорослевые и оолитовые доломиты (95—100 м); 3) песчаники с прослоями доломитов (17,5—18,5 м); 4) тонкозернистые, иногда глинистые и водорослевые доломиты (168 м); 5) мелкозернистые доломиты с прослоями известняков (около 100 м).

Общая мощность свиты (по данным скважин) — около 400 м.

2. Sm_1^{djur} — пестроцветная свита, обнаженная по обоим берегам Лены от с. Чуран до с. Синское; нижняя часть вскрыта скважинами Синского разведочного участка.

Эта свита сложена пестроокрашенными (в основном красными и серыми) известняками, чередующимися с красно-бурыми глинистыми доломитистыми известняками.

Здесь встречена следующая фауна: археоциаты *Ajacyathus artein-tenvallum* V o l o g d., *A. ijizkii* T o l l, *A. khemtschikensis* V o l o g d., *A. anabarensis* (V o l o g d.), *Archaeolythus polaris* V o l o g d., *A. solidimurus* (V o l o g d.), *Coscincyathus rojkovi* V o l o g d., *C. cornucopiae* B o r n., *Spirocyathus* sp., *Nochorocyathus mirabilis* Z h u r., *N. le-naicus* Z h u r., *Archaeocyathus atlanticus* B i l l., *Dictyocyathus laxus*

¹ В работе Н. В. Покровской (1954) «западный» разрез по р. Лена не рассматривается.

В о р н., *D. yavorskii* V o l o g d., *Protopharetra* sp., *Tersia nodosa* V o l o g d., *Loculocyathus tshuranicus* sp., *Ethmophyllum* sp.; трилобиты *Judomia dzevanovskii* L e r m., *Paedumias* sp., *Triangulaspis meglitzkii* L e r m., *Cobboldia dentata* L e r m., *Aldonaia ornata* L e r m., *Page-tiellus tolli* L e r m.; брахиоподы *Botsfordia caelata* (H o l l) и птероподы *Hyolithes* sp.

Наряду с фауной имеется большое количество водорослей: *Epiphyton plumosum* sp., *E. botomae* sp., *Renalcis jakuticus* sp.

В верхних переходных слоях (30 м) пестрая окраска сменяется серо-зеленой, появляются зеленовато-серые доломиты с пиритом. Эти отложения содержат много птеропод; из археоциат остаются лишь единичные *Ajacityathus* sp., *Ethmophyllum* sp., *Nochoroicyathus lenaicus* Z h u r., *Coscinocyathus* sp., а водоросли исчезают совершенно.

Мощность свиты — 180 м.

3. Cm_1^{sin} — синская свита — обнажена по обоим берегам Лены от с. Синское до дер. Петровская и в нижнем течении р. Синяя. Представлена синская свита кофейно-коричневыми афанитовыми известняками, переслаивающимися с черными сланцеватыми известняками. Породы содержат большое количество органического вещества и имеют резкий битуминозный запах.

Среди многочисленных органических остатков Е. В. Лермонтовой определены: брахиоподы *Botsfordia caellata* (H o l l), *Obolella* sp., *Lingulella* sp., птероподы *Hyolithes jakutensis* sp., трилобиты *Hebediscus ponderous* L e r m., *Pagetina primaeva* L e r m., *Page-tiellus lenaicus* (T o l l), *Page-tiellus tolli* L e r m., *Kootenia jakutensis* L e r m., *K. solitaria* L e r m., *Bergeroniellus asiaticus* L e r m., *B. spinosus* L e r m., *B. expansus* L e r m., *B. brevoculus* L e r m., *B. atlassovi* L e r m., *B. flerovae* L e r m., *Bino-daspis* sp., *Aldonaia ornata* L e r m., *Cobboldia dentata* L e r m., *Judai-ella vermicula* L e r m., *Granularia protolenerum* L e r m., *Protolenus dzevanovskii* L e r m.; Е. А. Рейтлингер (1948) обнаружены и описаны (предположительно) фораминиферы *Syniella*, *Obruchevella*, *Glomover-tella*, *Cavifera*.

В шлифах сланцеватых пород встречается большое количество спикул губок.

Мощность — 40 м.

4. $Cm_1^{tbb^c} + Cm_1^{olk}$ — куторгиновая свита — обнажена по обоим берегам Лены, на участке между с. Ботомайская и с. Тит-Ары и по р. Синяя; на правом берегу Лены она образует живописные скалы, известные под названием «Батамайские столбы».

Куторгиновая свита сложена серыми, слабо битуминозными афани-товыми известняками с частыми тонкими невыдержанными прослойками (редко — пятнами) желтого известковистого доломита.

Фауна нижней и верхней частей свиты различна. В нижней части свиты встречены трилобиты *Bergeroniellus lermontovae* sp., *B. atlassovi* L e r m., *B. diversus* L e r m., *Proerbia prisca* L e r m., *Micmacopsis redlichoides* L e r m., *Aldonaia ornata* L e r m. и брахиоподы *Kutorgina lenaica* L e r m. Из отложений верхней части свиты определены трилобиты *Bergeroniaspis ornatus* L e r m., *B. kutorginorum* L e r m., *Bathyriscellus robustus* L e r m., *Edelsteinaspis ornatus* L e r m., *Jakutus quadriceps* L e r m., *Solenopleurella bella* L e r m., *Pagetina glabrata* L e r m. и брахиоподы *Kutorgina lenaica* L e r m., *K. panciarnata* L e r m., *K. flerovae* L e r m.

Мощность свиты 220—250 м.

5. Cm_1^{ket} — кетеминская свита, вскрытая р. Ленной на участке между с. Тит-Ары и с. Еланское, сложена светлыми афанитовыми известняками,

содержащими тончайшие волнистые прослойки желтого доломита. Афанитовые известняки чередуются с массивными тонкокристаллическими пористыми доломитами, слагающими также верхнюю часть (40 м) свиты. Поры и каверны этих доломитов часто бывают заполнены твердым битумом.

Фауна здесь встречается очень редко, в виде единичных экземпляров плохой сохранности, из которых удалось определить трилобиты *Pseudo-eteraspis aldanensis* Tschern., *Protolenus* sp., *Bergeroniellus ketemensis* Suv., *Pagetidae* gen. sp. и брахиоподы *Kutorgina lenaica* Legm., *Nisusia* sp.

Мощность свиты 150—170 м.

6. Ст₁^{el} — еланская свита — вскрыта Леной в окрестностях с. Еланское.

Свита сложена внизу тонкокристаллическими доломитами, сверху — светлыми слоистыми афанитовыми известняками. Во всех породах большое количество зерен глауконита. В основании залегает невыдержанный пласт доломитовой брекчи, цемент которой также включает большое количество глауконита.

В известняках встречено много фауны, а именно: трилобиты *Protolenus grandis* Legm., *Bergeroniaspis* sp., *Bergeroniellus* sp., *Micmacca rara* Legm., *Bonnia* sp., *Bathyriscellus grandis* sp., *Chondragraulus minusensis* Legm., *Kooteniella zlatkowskii* Legm., *Anabaraspis splendenus* Legm., *Erbia sibirica* Legm., *Binodaspis* sp., археоциаты *Ethmophyllum abakanensis* Volodg., *E. heterovallum* (Volodg.), *Archaeocyathus densis* (Volodg.). В изобилии встречаются водоросли *Epiphiton fasciculatum* Chapt., *Renalcis granosus* Volodg.

Мощность свиты 5—30 м.

До 1950 г. еланскую свиту (на основании единичных находок общих с вышележащей усть-ботомской свитой трилобитов) ошибочно относили к среднему кембрию и считали единственным местом в Сибири, где археоциаты встречаются в среднекембрийских породах (Журавлева, 1951). Однако детальные исследования Н. В. Покровской в районе с. Еланское показали, что археоциаты встречаются вместе с типичными нижнекембрийскими трилобитами (*Protolenus grandis* Legm., *Bergeroniellus* sp., *Binodaspis* sp., *Paramicmacca rara* Legm.). Таким образом, Н. В. Покровской (1954) установлен нижнекембрийский возраст еланской свиты и доказано полное отсутствие археоциат в среднем кембрии Сибири.

Еланской свитой заканчивается разрез нижнего кембрия.

7. Ст₂ — усть-ботомская (известково-мергелистая) свита — вскрыта р. Леной на большом протяжении — от с. Еланское до с. Покровское.

В основании эта свита представлена слоями осадочной брекчи, в которой плитки афанитового доломита цементированы оолитовым доломитом. Брекчия залегает на разных слоях еланской свиты, что свидетельствует о перерыве в осадкоотложении между нижним и средним кембрием и о размыве кровли нижнекембрийских отложений. В нижней части свиты обнаружена фауна трилобитов *Schistocephalus* (несколько видов), *Chondragraulus minusensis* Legm., *Erbia sibirica* Legm., *E. granulosa* Legm., *Peronopsis fallax* (Linga), указывающая на принадлежность этих отложений к низам среднего кембрия.

Разрез нижнекембрийских отложений, вскрытых в нижнем тече ии Ботомы, приблизительно в 50 км к юго-западу от описанного выше разреза среднего течения Лены, мало чем отличается от последнего. В естественных обнажениях берегов Ботомы, в районе частых меандр и ниже по реке вскрыты следующие свиты.

1. Ст₁^{djur} — пестроцветная свита — по обоим берегам р. Ботомы в районе частых меандр и ниже по реке до о-ва Зныкей.

Эта свита представлена чередованием пестроокрашенных афанитовых и глинистых доломитистых известняков. Имеются археоциатово-водорослевые и водорослевые пластовые тела (биогермы). Породы верхней части свиты желтые и серо-зеленые, более доломитистые.

В отложениях пестроцветной свиты обнаружена следующая фауна: археоциаты *Ajacyathus cf. polysepratus* (V o l o g d.), *A. ijizkii* (T o l l), *A. khemtshikensis* (V o l o g d.), *A. cf. salebrosus* V o l o g d., *A. sp.*, *Loculocyathus membranivestites* V o l o g d., *Tumulocyathus sp. nov.*, *Coscinocyathus rojkovi* V o l o g d., *C. cornucopiae* B o r n., *Nochorocyathus lenaicus* Z h u r., *N. mirabilis* Z h u r., *Dictyocyathus yavorskii* V o l o g d., *D. latus* B o r n., *Thalamocyathus subtilis* (V o l o g d.), *T. tersiensis* (V o l o g d.), *T. sp.*, *Archaeofingia sp.*, *Archaeocyathus sp.*, *Ethmophyllum sp.*, *Tersia nodosa* V o l o g d., *Bronchocyathus sp.*, трилобиты *Judomia sp.*, *Triangulaspis meglitzkii* L e r m., *Cobboldia dentata* L e r m., *Olenellidae gen. sp.*, *Bergeroniaspis sp.*, *Pagetiellus lenaicus* (T o l l), *P. tolli* L e r m.; птероподы *Hyolithes sp.* и брахиоподы.

Видимая мощность свиты — около 80 м.

2. Cm_1^{sin} — синская свита — обнажается по обоим берегам Ботомы, от устья ручья Джаркан до круглого поворота реки, в 4 км выше устья ручья Кылыгыт.

Свита сложена коричневыми афанитовыми известняками с тонкими прослоями черных сланцеватых известняков. Породы обогащены органическим веществом и при ударе издают резкий битуминозный запах. Эти отложения содержат большое количество трилобитов — *Bergeroniellus asiaticus* L e r m., *B. spinosus* L e r m., *B. expansus* L e r m., *B. gurarii* S u v., *Bergeroniaspis subornatus* L e r m., *Edelsteinaspis ornatus* L e r m., *Granularia sp.*, *Binodaspis sp.*, *Kootenia sp.*, *Dolichometopinae gen. sp.*, *Pagatina primaeva* L e r m., *Pagetiellus lenaicus* (T o l l), *P. tolli* L e r m.; из брахиопод встречаются *Botsfordia sp.*

Мощность свиты 40—50 м.

3. $Cm_1^{tlbc} + Cm_1^{olk}$ — куторгиновая свита — выходит по обоим берегам Ботомы, от устья ручья Джаркан до устья ручья Ааттын-Юрюяэ (меридиан с. Еланское).

Сложена свита серыми, слабо битуминозными афанитовыми известняками с частыми тонкими, не выдержанными по мощности прослойками, редко — с пятнами желтого известковистого доломита и, как и на р. Лене, образует живописные скалы-столбы.

Фауна нижней и верхней частей разреза различна. Из нижней части определены трилобиты *Bergeroniellus lermontovae nov. sp.*, *B. asiaticus* L e r m., *Aldonaia ornata* L e r m., *Pagetiellus lenaicus* (T o l l), *Pagatina primaeva* L e r m., брахиоподы *Kutorgina lenaica* L e r m., *Botsfordia sp.* и из отложений верхней части свиты — трилобиты *Bergeroniaspis ornatus* L e r m., *B. kutorginorum* L e r m., *B. subornatus* L e r m., *Pagatina glabrata* L e r m., *Jakutus sp.*, *Binodaspis spinosus* L e r m., *Solenopleurella sp.*, *Bathyriscellus sp.*, *Kootenia sp.*, *Dolichometopinae gen. sp.* и брахиоподы *Kutorgina lenaica* L e r m., *K. panciornata* L e r m., *K. flerovae* L e r m., *Nisusia sp.*

Мощность свиты 220—240 м.

4. Cm_1^{ket} — кетеминская свита — обнажается в обрывистых берегах Ботомы от устья р. Тигилэн (первые обнажения — останцы на вершине горы Хонгоуор) приблизительно до устья р. Куйуда. Здесь свита четко делится на две части. Внизу она представлена светлыми афанитовыми известняками с тонкими волнистыми прослойками желтого доломита, редкими прослоями оолитовых известняков и крупнокристаллических

пористых доломитов мощностью 70 м; сверху сложена крупнокристаллическими пористыми доломитами мощностью 60 м.

В незначительном количестве (главным образом в известняках) встречаются трилобиты *Bergeroniellus asiaticus* L e r m., *B. ketemensis* S u v., *B. sp. nov.*, *Bergeroniaspis cf. divergens* L e r m., *Paramicmacca cf. sibirica* L e r m., *Solenopleurella cf. bella* R j o n s n., *Bathyriscellus sp.*, *Pagetidae gen. sp.*, *Dolichometopinae gen. sp.*, *Aldonaia ornata* L e r m. и брахиоподы *Kutorgina lenaica* L e r m., *K. flerovae* L e r m.

Мощность свиты — около 130 м.

5. $Сm_1^{el}$ — еланская свита — прослежена в обнажениях обоих берегов Ботомы, в 12—15 км выше водомерного поста Брылок.

Представлена свита светлыми тонко- и толстоплитчатыми, часто крупнокристаллическими искрящимися известняками, обычно содержащими большое количество зерен глауконита. В большом количестве встречается фауна трилобитов, брахиопод и археоциат, среди которой определены: трилобиты *Micmacca rara* L e r m., *Paramicmacca cf. sibirica* L e r m., *P. sp.*, *Protolenus grandis* L e r m., *Bergeroniellus sp.*, *Bonnia sp.*, *Bathyriscellus robustus* L e r m., *B. grandis sp.*, *Chondragraulus minussensis* L e r m., *Erbia sibirica* L e r m., *Binodaspis sp.*, *Granularia sp.*, *Edelsteinaspis sp.*, *Kooteniella slatkowskii* L e r m., *Alokistokare sp.*, *Solenopleura sp.*, *Liostracus sp.*, *Neolenus sp.*; брахиоподы *Kutorgina lenaica* L e r m., *Nisusia sp.*, *Bajenovia sp.*; археоциаты *Ethmophillum abakanensis* V o l o g d., *E. grandiperforatum* V o l o g d., *E. sp.*, *Archaeocyathus densus* V o l o g d., *A. sp.*, *Archaeolyntidae (?) sp.*, *Archaeofungia sp.* и много эпифитоновых водорослей.

Мощность свиты — 70 м.

6. $Сm_2$ — усть-ботомская свита — наблюдалась в самом нижнем течении Ботомы вплоть до впадения ее в Лену.

Представлена эта свита в нижней части чередующимися желтыми и коричневыми, тонко- и грубоплитчатыми, афанитовыми и крупнокристаллическими известняками с прослоями осадочных брекчий. В этих породах обнаружены трилобиты среднего кембрия: *Schistocephalus sp.*, *Pernopsis fallax* (L i n r s), *Tamagnostus fissis* (L u n d g), *Chondrograubus minussensis* L e r m., *Erbia sibirica* L e r m., *E. granulosa* L e r m.

Сравнение описанных разрезов показывает почти полную их идентичность, как в отношении их литологического состава, так и по комплексу содержащейся в них фауны. Наиболее значительным изменением, пожалуй, является ощутимое уменьшение роли черных сланцеватых известняков в разрезе синской свиты р. Ботома по сравнению с разрезом Лены. Возрастание мощности еланской свиты к юго-западу объясняется меньшим размывом ее предсреднекембрийской эрозией. Отчетливо видно, что разновозрастные породы, объединенные в одноименные свиты, являются отложениями фаций, единых для обоих разрезов.

Совершенно отличным является разрез среднего течения Ботомы на отрезке с. Ботома (в месте пересечения реки Алданским трактом) — район частых меандр. В этом разрезе, расположенном несколько западнее разреза нижнего течения, Ботомой вскрыты:

1. $Сm_1^{dun}$ — нохоройская пачка — выходит по обоим берегам р. Ботома от устья р. Харынналах до района частых меандр. Представлена она светлыми микрозернистыми афанитовыми известняками с тонкими извилистыми прослойками доломита, пятнистыми известняками и известковистыми доломитами. В результате тщательных поисков Н. П. Суворовой найдены два экземпляра трилобитов *Bergeroniaspis sp. nov.*, один экземпляр археоциаты *Ajacyathus salebrosus* V o l o g d. и около 10 экземпляров мелких не определенных брахиопод.

Видимая мощность пачки 20—30 м.

2. $См_1^{djur}$ — чуранская пачка — хорошо обнажена по обоим берегам Ботомы от устья р. Холболах до устья р. Нюча-Урях.

Сложена эта пачка массивными пластами светлых косослоистых оолитовых доломитов, редко оолитовых известняков. В доломитах и известняках фауна не обнаружена.

Мощность 10—20 м.

3. $См_1^{djur}$ — еловская (малыканская) пачка — в обрывах р. Ботома вплоть до устья р. Курунггнаах представлена светлыми массивными мелкозернистыми пористыми доломитами с прослоями плитчатых афанитовых доломитов. Фауна в этой пачке также не обнаружена.

Мощность пачки 20—25 м.

4. $См_1^{sin}$ — пачка битуминозных доломитов (эльгянская свита) — наблюдалась в обрывах берегов на небольшом участке от устья р. Холболах до устья р. Бес-Урях, а далее на восток только по высыпкам на залесенных склонах. Слагают пачку желто-коричневые массивные пористые доломиты и темно-серые, почти черные известняки, издающие при ударе бензиновый запах.

В известняках Н. П. Суворовой найдена фауна трилобитов: *Micmaciella* cf. *probos* sp. nov., *M.* cf. *pensus* sp. nov., *M.* cf. *aseptis* sp. nov., *M.* sp. nov.

Мощность 30—40 м.

5. $См_1^{thc}$ — толбачанская свита — сравнительно хорошо обнажена по р. Холболах (левый приток Ботомы, по долине которого проходит Алданский тракт). В более восточных районах она встречается лишь в виде выходов отдельных мощных пластов на залесенных склонах, а также в виде высыпок и каменных россыпей на вершинах гор.

Представлена свита разнообразными доломитами, среди которых преобладают массивные пористые и плитчатые глинистые разновидности. Часто наблюдаются пласты водорослевых доломитов. Встречаются прослой и линзы кремня. В верхней части отмечены красно-бурые доломитовые мергели. В нескольких километрах ниже устья ручья Илин-Кыннат в верхней части склона долины р. Ботома обнажена пачка (30 м) белых афанитовых известняков с волнистыми прослойками и включениями желтого крупнокристаллического доломита и примазками зеленоватого глинистого материала по плоскостям напластования, выше которой залегают тонкоплитчатые афанитовые доломиты.

В известняках этой пачки Н. П. Суворовой найдены трилобиты *Bergeroniaspis* cf. *bobrovi* S u v., *B.* cf. *vivergens* L e r m.

Общая видимая мощность свиты — около 100 м.

Переход пород нижней части разреза среднего течения Ботомы (нохоройская, чуранская и малыканская пачки) в соответствующие по возрасту породы разреза нижнего течения можно непосредственно наблюдать в обнажениях района частых меандр. При прослеживании с запада на восток мощные оолитовые пласты чуранской пачки уже у устья р. Нюча-Урях как бы распадаются на мелкие прослойки и постепенно исчезают из разреза, замещаясь породами, типичными для нохоройской пачки. Далее на восток среди этой пачки появляются слои кирпично-красных глинистых и слабо глинистых известняков с фауной археоциат, птеропод и трилобитов, которые еще восточнее становятся основными породами разреза. В этих известняках найдено большое количество фауны пестроцветной свиты: трилобиты *Pagetiellus tolli* L e r m., *Cobboldia dentata* L e r m., *Triangulaspis meglitzkii* (T o l l), *Bathyriscellus* sp., *Edelsteinaspis* sp., *Paramimacra* sp., *Bonnia* sp., *Erbia* sp., археоциаты *Ajaciocyathus salebrosus* V o l o g d., *Coscinocyathus* sp., *C. cornucopinae* B o r n.,

а также водоросли *Epiphyton plumosum* sp. В то же время верхняя — малыканская (еловская) пачка чередования слоев пелитоморфных и крупнокристаллических доломитов в направлении с запада на восток постепенно уменьшается в мощности и в нижнем течении Ботомы нацело замещается известняками, типичными для пестроцветной свиты.

Таким образом, на основании непосредственного прослеживания слоев устанавливается однородность пород нохоройской, чуранской и еловской (малыканской) пачек среднего течения Ботомы с породами пестроцветной свиты нижнего течения.

Более западный разрез нижнекембрийских отложений вскрыт Леной на участке между устьем р. Намана и с. Ой-Муран. По данным Н. А. Архангельской, изучавшей этот разрез в 1950 г. и предоставившей свое описание автору для использования в настоящей работе, в этом районе вскрыты:

1. Cm_1^{djur} — пестроцветная свита — обнажена по обоим берегам Лены между с. Чуран и с. Ой-Муран и представлена пестроокрашенными афанитовыми известняками, переслаивающимися с глинистыми доломитистыми известняками.

Здесь встречены археоциаты *Archaeolynthus polaris* (V o l o g d.), *A. solidimurus* (V o l o g d.), *Ajacyathus anabarensis* (V o l o g d.), *Loculocyathus tuberculatus* (V o l o g d.), *Nochoroicyathus mirabilis* Z h u r., *Archaeocyathus atlanticus* B i l l. и трилобиты *Triangulaspis meglitzkii* T o l l., *Cobboldia dentata* L e r m., *Pagetiellus tolli* L e r m.

Видимая мощность свиты 20—25 м.

2. Cm_1^{djur} — нохоройская пачка — наблюдается по обоим берегам Лены от с. Еловка до устья р. Киси-Таас. Сложена пачка коричневатого-серыми, иногда лиловато-красными афанитовыми известняками с желтоватым пелитоморфным доломитом. Последний образует извилистые прослойки и пятна и часто преобладает в породе. Широко развиты сутуры. Переход как в нижележащую пестроцветную свиту, так и в вышележащую чуранскую пачку — постепенный.

Н. П. Суворовой здесь найдена фауна археоциат *Ajacyathus ijizkii* T o l l., *A. khemtschikensis* V o l o g d., *Archaeocyathus* sp., *Coscincyathus rojkovi* V o l o g d., *Dictyocyathus laxus* B o r n., *D.* sp., а также трилобит из сем. *Olenellidae*. Из водорослей определены *Epiphyton fasciculatus* S h a p m., *Renalcis* sp.

Мощность 60—70 м.

3. Cm_1^{djur} — чуранская пачка — обнажается по обоим берегам Лены от Еловского залива до с. Журиновское и сложена оолитовыми известняками и доломитами, залегающими массивными пластами, обычно косослоистыми, часто с кремневыми включениями.

В известняках и доломитах фауны не обнаружено.

Мощность меняется от 30 до 75 м.

4. Cm_1^{djur} — еловская (малыканская) пачка — выходит по обоим берегам Лены от устья р. Мархачан до с. База-Чуран. Сложена она светлыми массивными и плитчатыми доломитами с прослоями светлых афанитовых известняков в нижней части разреза.

Н. П. Суворовой здесь найдены трилобиты *Protolenus* (?) sp. nov., *Bergeroniaspis* sp. nov., *Dolichometopinae* (?) sp., *Binodaspis* (?) sp. nov.

Мощность пачки — около 70 м.

5. Cm_1^{sin} — пачка битуминозных доломитов (эльгянская свита) — встречается в береговых обнажениях Лены от устья р. Толбачан до устья р. Толба, а также по долинам рек Толбачан и Мархачан. Пачка сложена темными коричнево-серыми массивными мелкокристаллическими доломитами с битумом в порах, которые переслаиваются со светлыми пелито-

морфными плитчатыми доломитами и коричневыми афанитовыми битуминозными известняками. В известняках пачки Н. П. Суворовой найдены трилобиты *Protolenus* sp. nov., *P. cf. sp. nov.* II, *Paramicmacca* (?) sp., *Dolichometo pinae* sp. Эта оригинальная фауна трилобитов из сем. *Protolenidae*, как уже говорилось, очень близка к фауне пачки битуминозных доломитов р. Ботома.

Мощность 40—45 м.

6. $Cm_1^{tlb\check{c}}$ — толбачанская свита — обнажена по обоим берегам Лены от устья ручья Амбордах до устья Толбы, а также по р. Толбачан.

Сложена эта свита светлыми плитчатыми и массивными доломитами и пестроцветными (красными и зелеными) доломитовыми мергелями. Встречено несколько пачек доломитово-кремнистых брекчий мощностью до 15 м. В породах много удлиненных щелеобразных пустот от выщелоченных кристаллов гипса; встречаются псевдоморфозы по каменной соли.

Н. П. Суворовой найдены трилобиты *Protolenus* cf. sp. nov. II, *Binodaspis* sp.

Мощность — около 200 м.

7. Cm_1^{olk} — олекминская свита — наблюдается по обоим берегам Лены между с. Хоринцы и с. Урицкое.

Свита сложена однообразными коричневато-серыми плитчатыми афанитовыми известняками с неровными прослоями и причудливыми пятнами желтоватого пелитоморфного доломита. Выходы известняков образуют живописные скалы-столбы, сходные со столбами куторгиновой свиты на реках Лена и Ботома.

В породах содержится обильная фауна трилобитов и брахиопод, среди которой Н. П. Суворовой определены трилобиты *Bergerioniaspis ornatus* L e r m., *B. subornatus* S u v., *B. robustus* L e r m., *B. bobrovi* S u v., *Jakutus quadriceps* L e r m., *Solenopleurella bella* (R j o n s n.), *S. sp. nov.*, *Binodaspis* sp., *Pagetina* sp.; брахиоподы *Kutorgina lenaica* L e r m., *K. flerovae* L e r m.

Мощность свиты 90—100 м.

8. Cm_1^{ket} — чарская свита — прослежена по р. Лене между селами Балганнах и Русская Речка.

Свита сложена светлыми пелитоморфными и афанитовыми доломитами с прослоями гипса. Часто встречаются слои доломитов и известняков, образованные корковыми водорослями (строматолиты). В нижней части свиты много не выдержанных по простираению пластов карстовых доломитово-кремнистых брекчий, толщина которых местами достигает 20 м.

В отложениях свиты изредка встречается фауна трилобитов *Namanoia namanensis* L e r m., *Bathynotus namanensis* L e r m., *Bathyriscellus* sp., *B. robustus* L e r m. и брахиопод *Kutorgina lenaica* L e r m.

Видимая мощность свиты — около 180 м.

Нижняя часть описанного разреза (пестроцветная свита, нохоройская, чуранская и еловская пачки, а также пачка битуминозных доломитов) по составу пород почти аналогична разрезу среднего течения Ботома и хорошо увязывается с одноименными пачками этого разреза, причем это подтверждается сходством фауны трилобитов в пачке битуминозных доломитов на Лене и Ботоме. В верхней части разреза совершенно достоверно по литологии и фауне увязываются в одновозрастный горизонт олекминская свита и верхние слои куторгиновой свиты восточных разрезом Лены и Ботомы.

Этот горизонт содержит единый комплекс фауны трилобитов: *Bergerioniaspis ornatus* L e r m., *Jakutus quadriceps* L e r m., *Solenopleurella bella* R j o n s n. и др.

Самыми западными пунктами, где развиты нижнекембрийские отло-

жения северного склона Алданского массива, являются буровые скважины у устьев рек Намана и Русская Речка, разрезы которых известны по буровым журналам и краткому описанию части керна, выполненному Н. А. Архангельской. Скважины эти, пробуренные на расстоянии 50 км одна от другой, снизу вверх вскрывают:

1. Sm_1^{tlb} — толбинская свита — представлена чередованием крупнокристаллических пористых и пелитоморфных глинистых доломитов с большим количеством включений и мелких прослоев гипса, ангидрита, а иногда и каменной соли. Вскрытая мощность — 340,6 м (Наманинская скважина) и 372 м (Русско-Реченская скважина).

2. Sm_1^{dju} — пестроцветная свита — сложена чередующимися слоями тонкокристаллических серых доломитов, серых, реже красноватых афанитовых или пелитоморфных доломитов и интенсивно окрашенных красных, шоколадных и серовато-зеленых доломитовых мергелей. В значительных количествах присутствуют гипс и ангидрит. В породах (главным образом в доломитовых мергелях) они встречаются в виде примеси микроскопически малых кристаллов, более крупных включений, примазок по плоскостям напластования и прожилков. Наблюдаются слои чистого гипса, ангидрита и каменной соли мощностью до нескольких метров.

Общая мощность свиты — 278 м (Наманинская скважина) и 175,8 м (Русско-Реченская скважина).

3. Sm_1^{sia} — пачка битуминозных доломитов — выражена серыми крупнокристаллическими пористыми доломитами с включениями полужидких битумов в порах, переслаивающимися с коричневыми пелитоморфными плитчатыми доломитами. В Русско-Реченской скважине в средней части пачки наблюдались редкие прослой афанитовых битуминозных известняков, которых нет в Наманинской скважине.

4. Sm_1^{tbc} — толбачанская свита — представлена массивными крупнокристаллическими пористыми и плитчатыми пелитоморфными глинистыми доломитами с большим количеством прослоев и включений гипса, ангидрита и каменной соли. В средней части свиты, вскрытой Наманинской скважиной, наблюдается пачка (мощностью 25—30 м) слоев каменной соли и ангидрита с тонкими прослоями доломитов. Этой пачке в Русско-Реченской скважине соответствует 25-м пачка пластов ангидрита и гипса. В верхней части свиты много прослоев пестроцветных (главным образом красных) доломитовых мергелей.

Мощность свиты — 365 м (Наманинская скважина); Русско-Реченской скважиной вскрыты лишь нижние 170 м.

5. Sm_1^{ok} — олекминская свита — сложена коричневато-серыми плитчатыми афанитовыми известняками с прослоями и пятнами желтоватого пелитоморфного известковистого доломита. Часто наблюдаются включения гипса.

Мощность — 97 м (Наманинская скважина).

6. Sm_1^{ket} — чарская свита — выражена сильно загипсованными доломитами с прослоями чистых гипсов и ангидритов [мощностью до 10 м и редкими прослоями известняков.

Вскрыта только нижняя часть свиты мощностью 103 м.

Как видно из приведенного краткого описания, разрезы Наманинской и Русско-Реченской скважин в общих чертах сходны с «западным» Ленским разрезом, отличаясь от последнего широким распространением гипса, ангидрита и каменной соли, а также некоторым увеличением мощностей, по-видимому, отчасти связанным с развитием галогенных пород.

Разделение этих разрезов на свиты проведено исключительно на основании литологического состава, так как фауна в кернах скважин отсутствует.

Сопоставление разных разрезов северного склона Алданского массива несмотря на резкое различие их литологического состава, дает ряд четких «реперов», достоверно одновозрастных по фауне и прослеженных непосредственно в обнажениях (рис. 1). При этом достаточно отчетливо выделяются все подразделения стратиграфической схемы, разработанной для нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы (см. стр. 8).

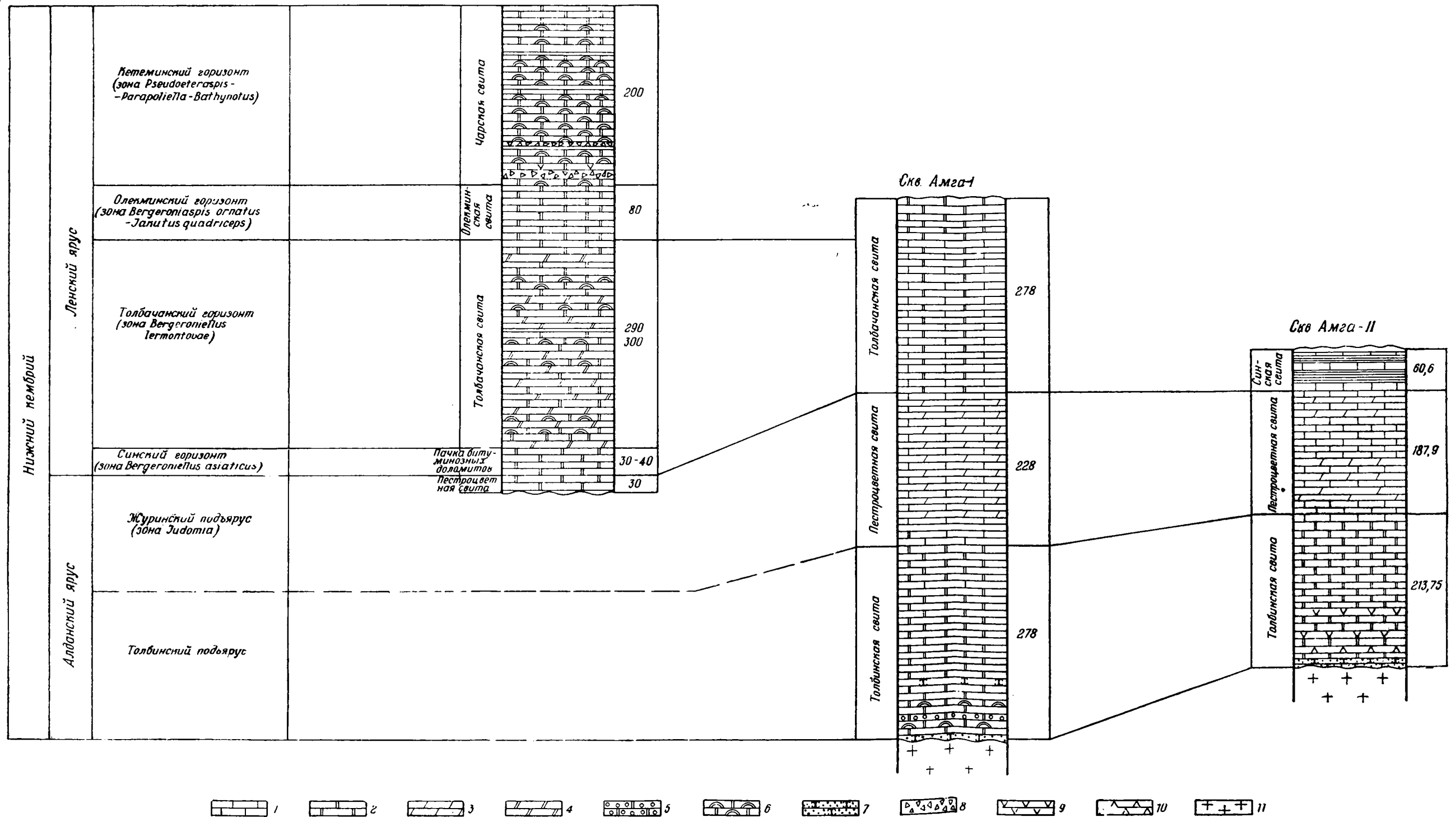
Толбинский подъярус ($См_1^{tlb}$), залегающий в основании нижнего кембрия, по литологическому составу (доломиты с включениями галогенных пород) довольно однообразен по всему северному склону Алданского массива; вскрыт он почти исключительно скважинами.

Жури́нский подъярус ($См_1^{dur}$) в крайних западных разрезах (скважины у устьев рек Намана и Русская Речка) сложен чередующимися слоями пелитоморфных и крупнокристаллических доломитов с прослоями и включениями гипса, ангидрита и каменной соли (пестроцветная свита западных районов). Несколько восточнее, по Лене и в среднем течении Ботомы, разрез существенно иной. Здесь залегающая под пачкой битуминозных доломитов толща пород четко делится на четыре части. В основании наблюдается неравномерное чередование красных более или менее глинистых известняков с фауной археоциат, трилобитов и птеропод, и чистых афанитовых известняков (пестроцветная свита восточных разрезов). Выше залегают доломитистые известняки нохоройской пачки, сменяющиеся оолитовыми доломитами и известняками чуранской пачки, и только самая верхняя часть разреза сложена такими же, как и в скважинах Наманы и Русской Речки, пелитоморфными и крупнокристаллическими доломитами (еловская пачка). На Ботоме удалось непосредственно наблюдать последовательный переход перечисленных пачек в восточном направлении в единую толщу пестрых известняков с фауной археоциат, трилобитов и птеропод — в «восточную» пестроцветную свиту, залегающую между толбинской и синской свитами.

Синский горизонт ($См_1^{sn}$), которым начинается ленский ярус, объединяет пачку битуминозных доломитов (на западе) и синскую свиту (на востоке). Взаимопереходы этих отложений, лежащих согласно, без какого бы то ни было перерыва на достоверно одновозрастных породах жури́нского подъяруса, удобнее проследить последовательно по разрезам. В скважине у устья Наманы пачка битуминозных доломитов нацело сложена переслаивающимися плотными пелитоморфными и пропитанными битумом пористыми крупнокристаллическими доломитами. В скважине у устья Русской Речки среди этих пород появляются темные сгустковые известняки, которые на р. Толбачан и в «западном» разрезе по Лене достигают 50% общей мощности пачки. В нижнем течении Ботомы, где распространена уже синская свита, доломиты совершенно исчезают; известняки из сгустковых становятся микрозернистыми афанитовыми (хотя в отдельных случаях сгустки еще сохраняются); появляются тонкие прослой черных сланцеватых известняков с обильной фауной трилобитов. В «восточном» разрезе по р. Лене сгустки в афанитовых известняках исчезают совершенно, а черные сланцеватые известняки образуют в средней части разреза пласты мощностью до 4 м.

Толбачанский горизонт ($См_1^{tlbc}$) включает толбачанскую свиту на западе и нижнюю часть куторгиновой свиты на востоке. Непосредственного перехода доломитов и мергелей толбачанской свиты в известняки куторгиновой свиты не наблюдается, так как выходы этих различных по своему характеру отложений находятся на значительном удалении один от другого и переход между ними уничтожен современной эрозией. Фауна трилобитов, найденная Н. П. Суворовой в известняках толбачанской свиты на р. Ботомы, близка к фауне трилобитов куторгиновой свиты.

р Амга от с Туора до с Бердигес



Фиг. 2. Схема сопоставления разрезов нижнего кембрия по р. Амга.

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — глинистый известняк; 4 — доломитовый мергель; 5 — оолитовый доломит; 6 — доломитовые строматолиты; 7 — песчаники; 8 — карстовая брекчия; 9 — гипс; 10 — ангидрит; 11 — породы докембрия.

Олекминский горизонт (Sm_1^{olk}) объединяет олекминскую свиту и верхнюю часть куторгиновой свиты, которые обладают единым комплексом фауны трилобитов, сходны по литологическому составу и являются надежным «репером», позволяющим увязать далеко отстоящие разрезы.

В кетеминский горизонт объединены на западе чарская свита загипсованных доломитов, на востоке — кетеминская свита доломитистых известняков. Обе эти свиты, разобщенные эрозией и разные по литологическому составу, лежат согласно и без всякого перерыва на достоверно одновозрастных отложениях олекминского горизонта.

Самый верхний — еланский — горизонт (Sm_1^{el}) сложен известняками и доломитами с глауконитом и развит только в восточных разрезах (на Лене и в нижнем течении Ботомы), где содержится общий комплекс фауны нижнекембрийских трилобитов и археоциат. В западных разрезах пород этого возраста не найдено.

Попытаемся теперь, пользуясь приведенным сопоставлением, рассмотреть более южные разрезы нижнекембрийских отложений, вскрытые по р. Амга. Здесь имеется три различных разреза: 1) разрез в скважине Амга-I, пробуренной у устья р. Мундручи; 2) в скважине Амга-II, пробуренной у с. Амга-Зерносовхоз; 3) в естественных обнажениях по р. Амга, в среднем течении, на участке от с. Туора до с. Бердигес (рис. 2). При этом наиболее восточным является разрез скважины Амга-II, наиболее западным — разрез по естественным обнажениям. Описание начнем с востока — так же, как это было сделано для разрезов по р. Лена.

По данным бурения у с. Амга-Зерносовхоз непосредственно на породах коры выветривания кристаллических сланцев залегают:

1. Sm_1^{tlb} — толбинская свита, которую слагают разнообразные доломиты — массивные и плитчатые, пористые крупнокристаллические и плотные афанитовые, часто с глинистым и песчанистым материалом. Пористые разности местами содержат в порах жидкие битумы. В большом количестве встречаются слои оолитовых и обломочных доломитов. В основании свиты залегает небольшая (3,8 м) пачка неотсортированного полимиктового песчаника, в котором преобладают зерна кварца. Нижняя часть доломитов порой содержит включения и прослой гипса и ангидрита. В кровле свиты развиты прослой известняков.

Мощность — 213,75 м.

2. Sm_1^{djur} — пестроцветная свита — сложена чередующимися пестрыми (красными, коричневыми, зелеными, серыми) мергелями и глинистыми известняками с большим количеством вкрапленников глауконита в нижней части свиты.

Встречена фауна археоциат (?), трилобитов и мелких брахиопод (последняя фауна не определена).

Мощность — 187,9 м.

3. Sm_1^{sin} — синская свита — представлена темносерыми, буровато-черными и черными тонкозернистыми сильно глинистыми битуминозными микрослоистыми известняками с тонкими прослоями черных мергелей и аргиллитов в нижней части свиты и черными кремнистыми породами — в средней части. Много пирита.

Из фауны встречаются мелкие беззамковые брахиоподы.

Мощность свиты — 60,6 м.

4. Sm_2 — танхайская свита — выражена чередованием серых известняков и зеленовато-серых мергелей. К среднему кембрию эта свита отнесена на основании наличия большого количества разнообразных агностид. Керн из контактной зоны нижнего и среднего кембрия (около 10 м) отсутствует.

Нетрудно видеть, что этот разрез очень близок к «восточному» разрезу по р. Лена и по одноименным свитам хорошо увязывается с ним.

В разрезе скважины Амга-I, пробуренной близ устья р. Мундручи, на гранито-гнейсах докембрия залегают:

1. Sm_1^{tlb} — толбинская свита, представленная серыми и светлосерыми массивными крупнокристаллическими и плитчатыми пелитоморфными доломитами с прослоями песчаников и известняков.

По литологическим признакам М. Г. Равич (1944) делит свиту на 5 пачек: 1) мелко- и среднезернистые песчаники (4 м); 2) микрозернистые, часто водорослевые и оолитовые доломиты (46 м); 3) песчаные доломиты с прослоями песчаников (10 м); 4) тонкозернистые, иногда глинистые и водорослевые доломиты (144 м); 5) мелкозернистые доломиты с прослоями известняков (75 м). Пористые разности пород часто пропитаны жидкими битумами.

Общая мощность свиты — 278 м.

2. Sm_1^{djrg} — пестроцветная свита — сложена красно-бурыми, серыми, зеленовато-серыми, часто доломитистыми и глинистыми известняками с прослоями красно-бурых, зеленовато-серых и зеленых мергелей и редкими прослоями доломитов. В основании свиты залегают неоднородные брекчиевидные известняки с органическими остатками и песчаным материалом. В породах пестроцветной свиты много пирита и глауконита.

Мощность — 228 м.

Верхние 278 м пород, вскрытые скважиной Амга-I, представлены чередующимися слоями серых и светлосерых с голубоватым или зеленоватым оттенком доломитов, светлых афанитовых известняков и зеленоватых тонкоплитчатых мергелей. Расчленить эти породы на основании одного только бурового журнала, не имея керн, довольно трудно. М. Г. Равич (1944), выделивший в этой скважине толбинскую и пестроцветную свиты, считает, что эта толща пород соответствует синской и куторгиновой свитам восточного разреза.

Как видно из приведенного описания, нижняя часть разреза, вскрытого скважиной Амга-I, хорошо сопоставляется как с соответствующей частью разреза скважины Амга-II, так и с «восточным» разрезом по р. Лена, в то время как в верхней части сравниваемых разрезов намечаются существенные изменения. Еще более резко эти изменения проявляются западнее, в естественных обнажениях по р. Амга, на участке от с. Туора до с. Бердигес, где видны следующие свиты.

1. Sm_1^{djrg} — пестроцветная свита — прослежена по обоим берегам Амги от с. Туора до с. Буяга.

Здесь наблюдается чередование слоев крупнокристаллических пористых и плитчатых афанитовых доломитов. Для пород характерна розовая, желтоватая и зеленоватая окраска светлых тонов. Много щелеобразных пор от выщелоченных кристаллов гипса. На поверхностях напластования плитчатых разностей видны трещины усыхания, знаки ряби, следы ползания организмов.

Видимая мощность — 30 м.

2. Sm_1^{sin} — пачка битуминозных доломитов — вскрыта по обоим берегам Амги, в районе с. Буяга.

Представлена эта пачка плитчатыми светлыми афанитовыми доломитами с прослоями массивных темносерых и коричневых мелкозернистых доломитов. Часто наблюдаются точечные включения «пороховидного» битума, скопления которого образуют неправильные по очертаниям темные пятна. Мелкозернистые доломиты резко светлеют на поверхности выветривания и при ударе издают битуминозный запах.

Мощность 30—40 м.

3. Cm_1^{tlbc} — толбачанская свита — обнажается на большом протяжении: от с. Буяга до устья ключа Тас-Урях.

В нижней части (около 100 м) свиты залегают желтые мелкопористые доломиты, поры которых часто заполнены битумом, светлые афанитовые доломиты и желтовато-зеленые плитчатые мергели. Количество мергелей вверх по разрезу возрастает, и следующая пачка (около 70 м) почти целиком сложена зеленовато-серыми, желто-зелеными и зелеными разновидностями этих пород. Выше следует чередование пластов водорослевых (строматолитовых) доломитов и пачек мергелей (около 50 м) интенсивной темнокрасной окраски. Верхняя часть свиты сложена плотными светло-зелеными плитчатыми афанитовыми доломитами с большим количеством цветных кремней, примазками пластичной голубовато-зеленой глины и тонкими прослоями карстовых брекчий. На поверхностях напластования этих пород много знаков ряби, трещин усыхания, следов ползания организмов.

Общая мощность свиты 290—300 м.

4. Cm_1^{olk} — олекминская свита — обследована по обоим берегам Амги, от колхоза им. Кирова до устья ручья Уэттях. Подобно куторгиновой свите района р. Лена, породы описываемой свиты образуют живописные скалы-столбы.

Олекминская свита сложена однообразной толщей коричнево-серых и серых известковистых доломитов с характерной пятнистостью (причудливыми светлыми пятнами на более темном фоне).

В породах свиты встречена обильная фауна: трилобиты *Bergeroniaspis ornatus* Lerm., *B. sp.*, *Bathyriscellus robustus* Lerm., *Jakutus quadriceps* Lerm., *Bergeroniaspis bobrovi* Suv. и брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm., *K. flerovae* Lerm.

Мощность свиты — 80 м.

5. Cm_1^{ket} — чарская свита — вскрыта Амгой на участке от устья р. Мундручи до с. Бердигес. Свита сложена пластами водорослевых и обломочных доломитов со значительным количеством включений и мелких прослоев флюорита, порами от выщелоченных кристаллов гипса и с псевдоморфозами глинистого вещества по кубикам соли. Встречается много прослоев кремневых и доломитовых брекчий карстового происхождения.

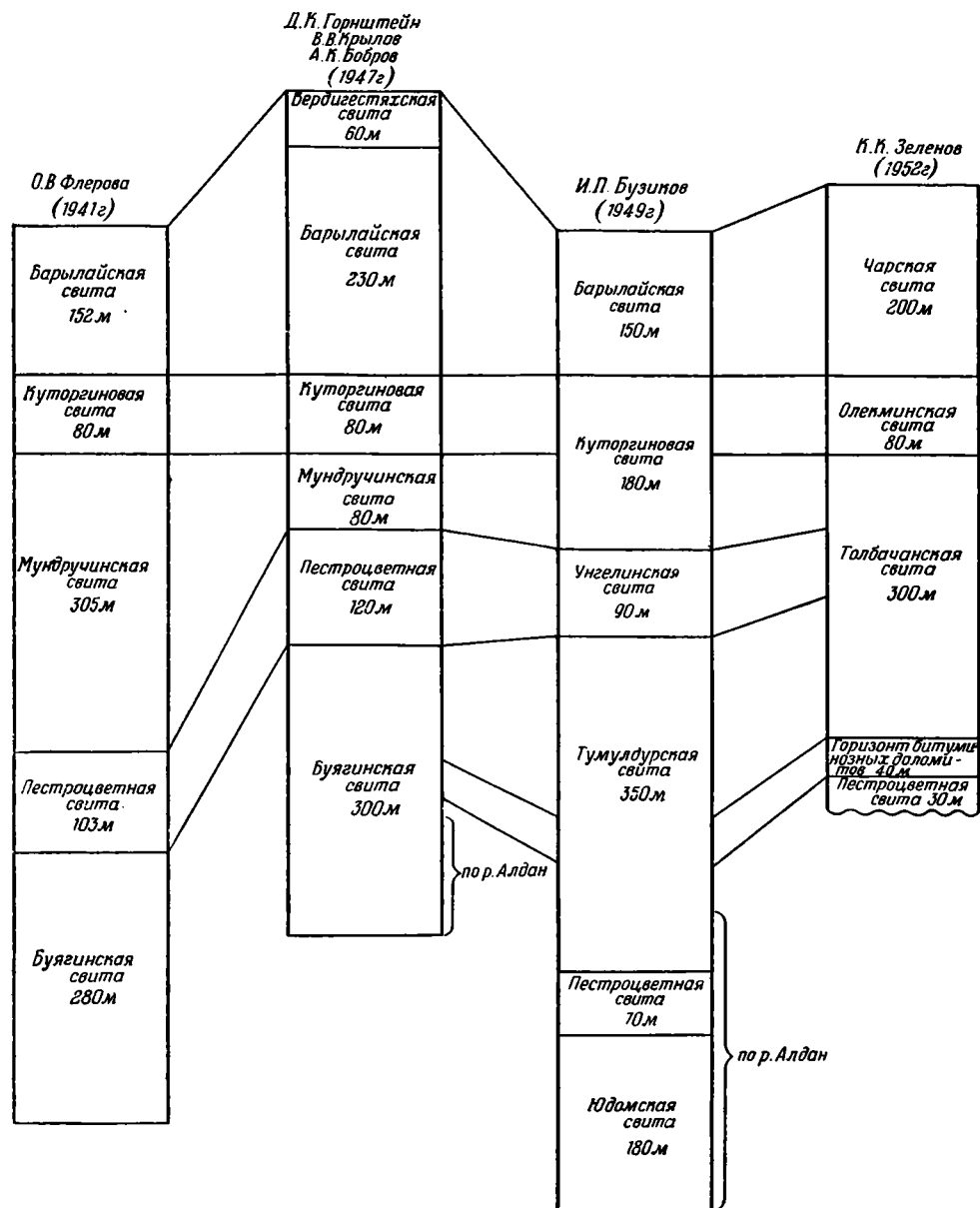
Н. В. Покровской найдена фауна трилобитов: *Parapoliella obrutchevi* Lerm., *Pseudoeteraspis aldanensis* Tchern.

Мощность — около 200 м.

Наличие фауны в олекминской свите позволяет уверенно сопоставить этот разрез с описанными выше более северными разрезами, так как комплекс этой фауны полностью соответствует комплексу фауны олекминской свиты западного разреза и верхов куторгиновой свиты восточного разреза р. Лена (Суворова, 1956). Литологическое же сходство подстилающих олекминскую свиту пород на р. Амга с соответствующими породами западного разреза по р. Лена дает основание для более тесной увязки их, благодаря чему оказалось возможным выделить на р. Амга одноименные свиты. Таким образом, разрез по естественным обнажениям р. Амга, в отличие от разрезов скважин Амга-I (нижняя часть) и Амга-II, чрезвычайно близок к западному, а не к восточному типу разрезов по р. Лена. Это показывает, что разрезы по Амге, так же как и по Лене, значительно разнятся между собой в западных и восточных районах. Переход между этими разрезами наблюдается, по-видимому, в скважине Амга-I, которая, будучи заложена в породах типичной олекминской свиты западного разреза, в нижней своей части вскрывает породы пестроцветной

свиты типа восточного разреза. Пачка чередования светлых доломитов, известняков и мергелей, вскрытая этой скважиной между кровлей пестроцветной свиты и подошвой олекминской свиты, является переходной между породами толбачанской и нижней части куторгиновой свит.

Напомню, что О. В. Флерова (1941) и некоторые другие геологи считали, что этот разрез полностью отвечает восточному типу (рис. 3). Доломиты



Фиг. 3. Схема стратиграфии нижнего кембрия, р. Амга

нижней части толбачанской свиты принимались этими исследователями за вскрытые Амгой породы буягинской (толбинской) свиты, пачка красных мергелей среди толбачанской свиты сопоставлялась ими с пестро-

цветной свитой восточного разреза Лены, а олекминская свита Амги считалась одновозрастной всей кутургиновой свите. На основании этих сопоставлений считалось, что в среднем течении Амги вскрыты самые нижние горизонты нижнего кембрия. Такое мнение сложилось в значительной степени потому, что описанный О. В. Флеровой «разрез по р. Амга» на самом деле является разрезом скважины у устья р. Мундручи (Амга-1), который О. В. Флерова, не оговорив, произвольно распространила на весь район Амги. При этом сопоставление обнажений р. Амга с разрезом скважины оказалось неверным: «буягинская» свита, выделенная О. В. Флеровой по естественным обнажениям Амги, на самом деле значительно моложе буягинской свиты, прослеженной в скважине Амга-1. Это недоразумение ввело в заблуждение геологов, проводивших геологическую съемку на разных участках р. Амга, и только впервые в 1949 г. И. П. Бузиков, изучавший Алдано-Амгинское междуречье, высказал мысль о неправильной интерпретации О. В. Флеровой разреза по р. Амга. Приведенные нами материалы хорошо согласуются с данными И. П. Бузикова.

Глава III

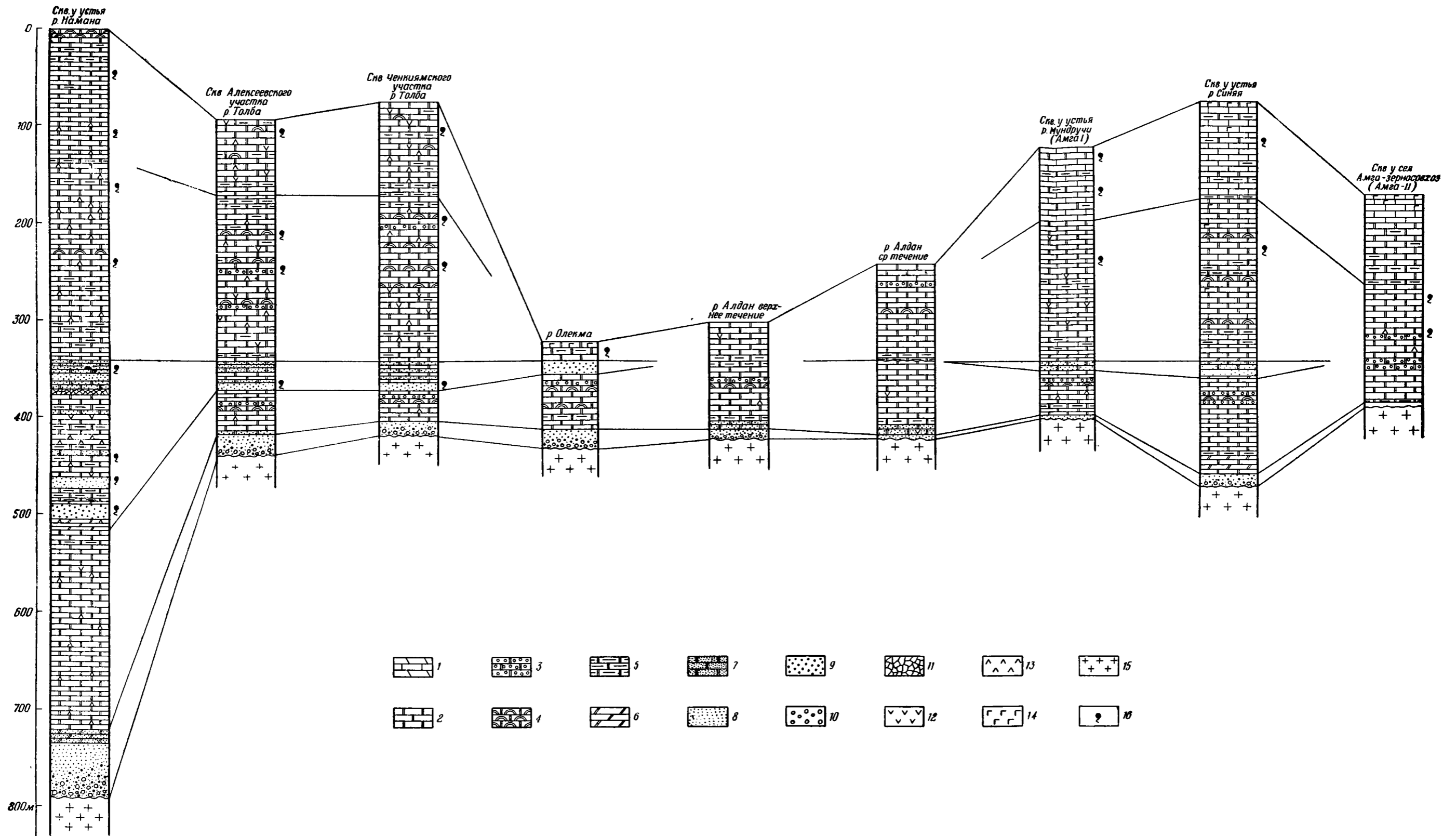
ЛИТОЛОГИЯ АЛДАНСКОГО ЯРУСА

Сложность сопоставления рассмотренных разрезов нижнего кембрия, как можно видеть из предыдущей главы, заключалась, прежде всего, в резком различии пород, слагающих разновозрастные горизонты в разных районах. Почти в каждый отрезок нижнекембрийского времени на рассматриваемом участке северного склона Алданского массива более или менее четко выделяется до трех различных фациальных областей. На востоке развиты преимущественно отложения нормального открытого моря, представленные в основном известняками с богатой морской фауной; на западе породы представляют собой осадки водоема типа осолоняющейся лагуны, в которых, как правило, наибольшее значение имеют доломиты с гипсом, ангидритом и каменной солью. В центральной части наблюдается переход между этими областями. Эта область сложена мелководными осадками и отличается большим разнообразием пород, говорящим о частой смене условий образования осадков. Здесь уже отсутствуют черты открытого моря, но еще нет типичных лагунных условий. В редких случаях (время отложения кетеминского горизонта) переходная зона располагается на крайнем северо-востоке района. В дальнейшем мы будем придерживаться, где это возможно, деления района на «восточную», «западную» и «центральную» области.

ЛИТОЛОГИЯ ТОЛБИНСКОГО ПОДЪЯРУСА

Породы толбинского подъяруса на всей площади северного склона Алданского массива характеризуются некоторым однообразием литологического состава. Повсюду отмечаются осадки трансгрессирующего мелководного моря, которое только в конце толбинского времени начинает дифференцироваться на «лагунный» и «открытый» водоемы. Иными словами, в толбинское время на всем северном склоне Алданского массива существовали сходные условия осадконакопления.

Имеющийся в нашем распоряжении материал по разным районам: разрезы скважин по рекам Лена и Амга, описание обнажений и образцы пород, вскрытых в Алданском горнопромышленном районе, в верхнем и среднем течении р. Алдан и по р. Олекма, а также разрез скважины у устья р. Намана (рис. 4) позволяет все же выявить некоторые детали условий образования осадков толбинского подъяруса. К сожалению, малое количество каменного материала не дает возможности выделить общие для всего подъяруса типы пород.



Фиг. 4. Схема сопоставления разрезов толбинского подъяруса (по материалам К. Н. Андриановской, А. А. Арсеньева, А. К. Боброва, З. А. Журавлевой, И. Т. Журавлевой, К. К. Зеленова, К. Б. Кордэ, О. И. Некрасовой, М. Г. Равич, А. О. Розенцвит, Ю. А. Ходак и др.).

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — оолитовый доломит; 4 — водорослевый доломит; 5 — глинистый доломит; 6 — доломитовый мергель; 7 — песчаный доломит; 8 — мелкозернистый песчаник; 9 — крупнозернистый песчаник; 10 — конгломерат; 11 — брекчия; 12 — гипс; 13 — ангидрит; 14 — глаукозит; 15 — граниты и метаморфические породы; 16 — нефтепроявления.

а) *Характеристика отложений толбинского подъяруса в скважинах по рекам Лена и Амга* дается главным образом по работе М. Г. Равича (1944), тщательно изучившего керны ряда разведочных участков. Кроме того, использованы данные В. М. Сенюкова (1938), Д. К. Зегебарта (1939^{1,2}), О. В. Флеровой (1941) и др.

Толбинская свита лежит на метаморфических породах докембрия и покрывается фаунистически охарактеризованной пестроцветной свитой. М. Г. Равич (1944) делит ее на пять сравнительно четких пачек¹: 1) базальные конгломераты и песчаники; 2) микрозернистые, часто водорослевые и оолитовые доломиты; 3) песчаники с прослоями доломитов; 4) тонкозернистые, иногда глинистые и водорослевые доломиты; 5) мелкозернистые доломиты с прослоями известняков.

Пачка базальных конгломератов и песчаников («I пачка») сложена главным образом мелко- и среднезернистыми кварцевыми (полевых шпатов до 10%) песчаниками с прослоями мелкогалечного конгломерата. Сортировка обломочного материала обычно плохая. Галька в конгломерате кварцевая, плохо окатанная, размерами от долей сантиметра до 2 см. Цемент песчаника и конгломерата доломитовый. Незначительное количество минералов тяжелой фракции составляют гранат, циркон, турмалин и очень мало рутила, анатаза, сфена.

В Алексеевском и Ченкямском участках эта пачка имеет мощность 8—10 м и представлена весьма плохо отсортированными песчаниками и мелкогалечными конгломератами. В скважине Амга-I эта пачка исчисляется в 4 м; сложена она исключительно мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками. На Синском участке мощность пачки в разных скважинах меняется от 9 до 12,5 м, причем среди песчаников и мелкогалечных конгломератов наблюдаются прослой доломита мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. В скважине Амга-II пачка, мощностью 3,8 м, образована чередующимися слоями мелкозернистых песчаников, песчаных аргиллитов и редких прослоев целитоморфных доломитов с включениями ангидрита.

Пачка микрозернистых, часто водорослевых и оолитовых доломитов («II пачка») сравнительно однообразна на всем своем протяжении и в основном сложена светло- и темносерыми микрозернистыми тонкослоистыми доломитами с незначительной примесью алевритового материала. Широко распространены оолитовые, водорослевые, иногда водорослево-обломочные или оолитово-обломочные разности. Микрозернистые доломиты, фарфоровидные, афанитовые, микрослоистые, содержат зерна обломочного кварца, реже — полевого шпата. Отмечаются скопления мельчайших пылевидных частиц битума, которые либо вытянуты по слоистости, либо образуют расплывчатые пятна.

Химический анализ пород следующий: CaCO_3 — от 53,5 до 54,9%; MgCO_3 — от 40,8 до 44,3%; R_2O_3 1—2%; $\text{SO}_4^{''}$ — до 0,8%; минерального нерастворимого остатка — до 3,38%.

Оолитовые доломиты образованы концентрическими, значительно реже — радиально-лучистыми оолитами размером до 0,4 мм. Иногда несколько оолитов объединены одной оболочкой, и тогда образуют стяжения вытянутой формы размером до 1,5 мм. Порода содержит до 20% глинистого вещества.

Водорослевые доломиты, серые, пятнистые, содержат до 70% остатков водорослей. Последние представляют собой округленные стяжения от 0,1 до 1,0 мм в поперечнике, сложенные микрозернистым доломитом.

¹ М. Г. Равич называет эти пачки «горизонтами».

Химический состав водорослевых доломитов: CaCO_3 48,77 — 55,0%; MgCO_3 40,02—44,5%; $\text{SO}_4^{''}$ — до 5%; минеральный нерастворимый остаток — до 3,22%. Оолитово-водорослево-обломочные доломиты весьма неоднородны и, кроме оолитов и водорослей, содержат окатанные обломки тонко- и микрозернистых доломитов.

В доломитах этой пачки, особенно в нижней его части, встречаются вроски и тонкие (порядка десятых долей сантиметра) прослойки гипса. На Синском участке наблюдается прослой доломита с флюоритом в пустотах. Мощность пачки на Синском участке равна 95—100 м, в скважине Амга-I — 46 м, на Алексеевском участке — 47 м и на Ченкямском — 32 м.

Пачка песчаников с прослоями доломитов («III пачка») сложена чередующимися слоями песчаников и песчанистых доломитов разной мощности. Песчаники обычно среднезернистые, реже крупно- или мелкозернистые. По составу обломочных зерен они кварцевые с примесью полевых шпатов, однако встречаются и аркозовые разности. Цемент в основном доломитовый. Из разных разведочных участков взяты образцы различных аксессуарных минералов. Так, например, на Ченкямском участке обнаружены циркон и турмалин, на Алексеевском — циркон и сфен, реже — турмалин, на Синском — много (до 2—3%) граната. Песчанистые доломиты светлые, часто розоватые, сахаровидные, пористые, с содержанием обломочного материала (главным образом зерен терригенного кварца) от 3—10 до 45—50%.

На Алексеевском и Ченкямском участках в основании пачки залегают крупнозернистые песчаники почти без цемента, пропитанные жидкой нефтью. Мощность пласта нефтеносного песчаника в Ченкямском участке составляет 7,5 м. Выше лежат песчанистые доломиты с прослоями мелкокристаллических доломитов, а в кровле наблюдается чередование песчанистых доломитов и темносерых аркозовых песчаников. На Синском участке нефтепроявления в этом горизонте весьма слабы. Там развиты песчаники с прослоями алевроито-глинистых сланцев внизу, чередование песчаников и песчанистых доломитов в середине и песчанистые доломиты вверху. В скважине Амга-I вскрыты преимущественно песчанистые доломиты с тонкими (20—30 см) прослоями мелкозернистых песчаников суммарной мощностью около 1 м. В скважине Амга-II прослой песчаников достигают мощности 0,4 м (Некрасова, 1955). Мощность пачки на Синском участке составляет 17,5—18,5 м, в скважине Амга-I — 10 м. На р. Толба (Алексеевский и Ченкямский участки) мощность пачки благодаря присутствию прослоев доломитов увеличивается до 29 м.

Пачка тонкозернистых, иногда глинистых и водорослевых доломитов («IV пачка») в разных разведочных участках не одинакова по составу слагающих ее пород. На Алексеевском и Ченкямском участках преобладают однообразные тонкокристаллические доломиты, среди которых встречаются оолитовые, водорослевые и обломочные разности.

Химический состав тонкозернистых доломитов: CaCO_3 — от 50 до 54%; MgCO_3 — от 42 до 44%; R_2O_3 — 1,3%; минерального нерастворимого остатка 1—2,5%. Присутствуют прослой серых и светлосерых глинистых доломитов, часто тонкополосчатых. Во всех породах встречено большое количество включений ангидрита, гипса и кремня. В верхней части наблюдаются обособленные слои, сложенные преимущественно мелко- и среднезернистыми пористыми доломитами с однородной структурой (так называемые «слои БИД»), в которых отмечены интенсивные нефтепроявления. Битум нацело пропитывает доломиты, в отдельных прослоях содержится жидкая нефть. Иногда во вмещающих битум доломитах видны следы оолитового и водорослевого происхождения. В скважине Амга-I пачка представлена главным образом серыми тонко- и мелкозернистыми

доломитами, в нижней части — алевроито-глинистыми. Широко развиты оолитовые и водорослевые разности, в отдельных прослоях встречены включения кремня и гипса. В отличие от района р. Толба здесь появляются серые и коричневато-серые тонкослоистые известняки. В скважинах Синского участка в этом горизонте наблюдается чередование пачек мелкозернистых доломитов с подчиненными прослоями известняков, тонко- и мелкозернистых, массивных и тонкослоистых, серых, коричнево-серых и коричневых. Как в доломитах, так и в известняках встречаются включения кремня и ангидрита.

Мощность пачки на Алексеевском участке — 170 м, на Ченкиямском — 167 м, в скважине Амга-I — 144 м, в скважинах Синского участка — 168 м. В скважине Амга-II этой и двум нижележащим пачкам отвечают массивные тонкозернистые доломиты, чередующиеся с пластами оолитовых доломитов и «доломитовых гравелитов», представляющих собой хорошо окатанные (по-видимому, в еще не затвердевшем состоянии) обломки доломита в доломитном цементе (Некрасова, 1955). Пористые разности битуминозны, обладают запахом керосина и часто содержат нефть в тонких порах. Во всей пачке, мощность которой равна 121 м, содержится большое количество ангидрита то в виде сравнительно крупных (диаметром до 5 см) желвакообразных включений, то в виде мелкой (до 1 мм) вкрапленности. Иногда ангидрит образует прослойки толщиной 10—15 см.

Пачка мелкозернистых доломитов с прослоями известняков («V пачка») характеризуется еще более резким различием пород на разных разведочных участках. На р. Толба они мало чем отличаются от пород нижележащей пачки. Здесь преобладают мелко- и среднезернистые доломиты, чередующиеся с тонкозернистыми глинистыми доломитами, с большим количеством включений кремня; изредка встречается глауконит. Мелко- и среднезернистые доломиты сильно битуминозны, — в отдельных случаях можно наблюдать на свежем изломе пузырчатую жидкую нефть. Битум приурочен к определенным слоям — «пластам БИД», которые разделены породами, не содержащими битума.

В скважинах Синского участка пачка представлена главным образом известняками, светложелтыми, коричневыми, слабogliнистыми, мелко- или тонкозернистыми. Отдельные прослои водорослевые, оолитовые. Иногда наблюдаются бугристые поверхности наслоения, к которым приурочены глинистые примазки и глауконит. Известняки слагают обособленные слои толщиной до 15 м, чередующиеся со светлыми, часто полосчатыми и мелкопятнистыми доломитами. В скважине Амга-I разрез этой пачки близок к разрезам скважин Синского участка, но отличается более интенсивными битумопроявлениями, которые выражаются в пропитывании жидкой нефтью прослоев крупнозернистых доломитов. Мощность пачки на Ченкиямском участке — 95 м, на Алексеевском — 77 м, в скважине Амга-I — 75 м, в скважинах Синского участка — около 100 м.

б) *Толбинский подъярус в Алданском горнопромышленном районе и в верхнем течении р. Алдан.* В Алданском горнопромышленном районе, по данным Ю. А. Ходак, детально изучавшего карбонатные породы этого района и любезно предоставившего нам свои материалы, толбинский подъярус представлен в основном доломитами («нижняя карбонатная свита») и вскрыт на полную мощность (120—130 м) в бассейне р. Б. Куронах и севернее г. Алдан. В нижней части разреза доломиты темносерые, с кремовым оттенком, неяснослоистые, плотные, с неровным изломом и запахом битума при ударе. Местами эти доломиты кавернозны; встречаются пласты с волнистыми поверхностями напластования, а также со следами оолитовой структуры на выветрелой поверхности. Под микроскопом доломиты

мелкозернисты (0,1—0,3 мм), с незначительной (до 3%) примесью глинистых частиц; часто видны поры неправильной формы; иногда наблюдаются перекристаллизованные оолиты (около 1 мм), сложенные зернами доломита (до 0,1 мм). Концентрическое строение оолитов не очень отчетливо и различается лишь по размерам зерен доломита; оолиты больших размеров состоят из более крупнозернистого материала.

В нижней половине свиты наблюдаются также серые, желтовато-серые, иногда бурые или серовато-бурые с зеленоватым оттенком мажущиеся «алевроитовые» доломиты. Породы эти плитчатые, местами тонко- и волнистослоистые. Поверхности напластования бугристые, со следами волнений и ряби. В шлифах выявляются тонкокристаллический (0,02—0,03 мм) карбонатный материал с рассеянным глинистым веществом и иногда — тонкая слоистость, обусловленная, с одной стороны, более или менее тонкозернистым доломитом, с другой — большим или меньшим количеством (до 10—12%) глинистого вещества.

В верхней половине свиты широко развиты «песчаниковые» и «сахаровидные» доломиты — плотные, плитчатые, с неровным искрящимся изломом, окрашенные в светлые желтовато-серые и кремовые тона. Под микроскопом они мелкозернисты, обычно пористы; часто наблюдается сгустковая структура. Выделяется пачка (8—9 м) пятнистых, часто пятнисто-полосчатых слоистых доломитов, в шлифах сходных с «сахаровидными».

Самая верхняя часть разреза описана по осыпям склонов ключа Сухого (в 7 км севернее прииска Б. Куронах по Алдано-Якутскому тракту). Там снизу вверх наблюдаются:

1) известковистые доломиты — серые с зеленоватым оттенком, плотные, с мелкими кавернами, тонкозернистые (0,02—0,06 мм), с мозаичной структурой; содержание в них кальцита достигает 15%;

2) известковистый кремень — плотный, неоднородно окрашенный (от светлосерого до серого), часто оолитовой структуры; в шлифах наблюдаются реликты карбонатных оолитов и миндалевидных образований;

3) оолитовые доломиты — слоистые, плотные, с раковистым изломом; сложены они оолитами (0,4—0,6 мм), сцементированными тонкозернистым доломитом; кроме того, наблюдаются миндалевидные образования и сгустки;

4) доломиты желтовато-серые, пятнистые, полосчатые, тонкослоистые с пятнисто-чешуйчатой сгустковой структурой.

Во всем описанном разрезе свиты преобладают кристаллически-зернистые разновидности доломита. В меньшем количестве обнаружены сгустковые структуры пород и совсем мало оолитовых структур.

Примерно такой же состав имеет толбинский подъярус и в других частях Алданского горнопромышленного района, но в более южных разрезах верхняя часть подъяруса уничтожена современной эрозией.

Породы толбинского подъяруса в этом районе изучались нами в естественных обнажениях на левом берегу р. Алдан, приблизительно в 8 км ниже г. Томот. Здесь, на значительном протяжении по р. Алдан, можно наблюдать налегание осадков нижнего кембрия на кристаллические породы докембрия, которые представлены гнейсированными гранитами.

Весьма неровная, «кармановидная» поверхность докембрийского кристаллического ложа покрыта рыхлой, легко рассыпающейся в труху коркой сильно измененных, осветленных и растрескавшихся кристаллических пород. Толщина корки, являющейся докембрийской корой выветривания, меняется от 30 до 80 см. На ее неровной поверхности залегает базальный конгломерат нижнего кембрия, представляющий собой не выдержанный по мощности (2—10 см), а местами и исчезающий или сливающийся с осветленной зоной прослойки грубозернистого плохо отсорти-

рованного кварцевого песчаника с доломитовым цементом, в который включены отдельные хорошо окатанные гальки кварца неправильной, угловатой формы. Преобладающий размер галек 1,5—2 см, а в наиболее мощных частях пропластка они достигают 8 см. На конгломерате лежит толща желтовато-серых плитчатых мелкокристаллических доломитов с целлообразными порами от выщелоченных кристаллов гипса. В нижней части этой толщи среди доломитов много зерен обломочного кварца размерами 0,2—0,3 мм. В самом нижнем прослое толщиной 0,15 м встречается большое количество более крупных (до 1—2 мм) кварцевых песчинок.

Зерна кварца — то округлые, хорошо окатанные, то угловатые, с острыми гранями — равномерно рассеяны в массе мелкокристаллического (0,05—0,1 мм) доломита мозаичного строения. Вверх по разрезу количество кварцевых зерен заметно уменьшается. Если в шлифе породы, взятой из основания толщи, в поле зрения микроскопа всегда находится не менее 10—12 песчинок, то на расстоянии 1 м от контакта их насчитывается не более трех, а в 1,5 м от контакта включения обломочного кварца становятся большей редкостью. Мощность этой части разреза составляет около 1,5—2 м.

Остальную часть разреза, мощностью около 150 м, составляют различные по толщине пачки доломитов, среди которых наблюдаются как массивные мелкозернистые пористые доломиты мозаичной структуры, так и плотные плитчатые афанитовые, сложенные различными по форме и величине сгустками серого мелкокристаллического доломита. Встречено несколько пачек бурых и зеленовато-серых тонкоплитчатых мергелистых доломитов, в шлифах которых видно большое количество микрослоечков глинистого алевритового терригенного материала.

Собственно говоря, этим и исчерпывается разнообразие пород толбинского подъяруса в обнажениях левого берега р. Алдан близ г. Томмот.

Таким образом, толбинский подъярус Алданского горнопромышленного района, в отличие от более северных частей северного склона Алданского массива, представлен небольшой по мощности и довольно однообразной толщей доломитов. Посмотрим теперь, как меняется эта толща по направлению к востоку, в среднем течении р. Алдан.

в) *Толбинский подъярус в среднем течении р. Алдан.* Материалы, собранные летом 1953 г. сотрудниками Палеонтологического института АН СССР И. Т. Журавлевой и К. Б. Кордэ по р. Алдан от г. Томмот до устья р. Учур и переданные для изучения в Отдел сравнительной литологии ИГН АН СССР, позволяют довольно уверенно судить о строении толбинского подъяруса в этой части северного склона Алданского массива. Эти сборы дают достаточно оснований для увязки разрезов по р. Алдан как с разрезами Алданского горнопромышленного района, так и с более северными.

В основании разреза на неровной поверхности гранитов залегают описанный выше мелкогалечный конгломерат и грубозернистый плохо отсортированный кварцевый песчаник. Мощность этого прослоя, отвечающего I пачке базальных конгломератов и песчаников разрезов скважин по М. Г. Равичу, колеблется от 2—3 до 30—40 см. Выше песчаники сменяются мелкокристаллическими массивными доломитами, в нижней части которых встречаются отдельные зерна терригенного кварца различной степени окатанности (табл. I, I). Доломиты этой толщи, в основном, серые, толстослоистые и мелкопористые, обычно чисты по химическому составу: содержание кальцита, так же как и нерастворимого остатка, редко превышает 5%. Структура их мозаичная, с размерами зерен до 0,2 мм в массивных сахаровидных разностях. Между кристаллами доломита равномерно распределены поры, имеющие неправильную форму. Меньше распространены желтовато- и зеленовато-серые тонкоплитчатые

мелкозернисты (0,1—0,3 мм), с незначительной (до 3%) примесью глинистых частиц; часто видны поры неправильной формы; иногда наблюдаются перекристаллизованные оолиты (около 1 мм), сложенные зернами доломита (до 0,1 мм). Концентрическое строение оолитов не очень отчетливо и различается лишь по размерам зерен доломита; оолиты больших размеров состоят из более крупнозернистого материала.

В нижней половине свиты наблюдаются также серые, желтовато-серые, иногда бурые или серовато-бурые с зеленоватым оттенком мажущиеся «алевроитовые» доломиты. Породы эти плитчатые, местами тонко- и волнистослоистые. Поверхности напластования бугристые, со следами волнений и ряби. В шлифах выявляются тонкокристаллический (0,02—0,03 мм) карбонатный материал с рассеянным глинистым веществом и иногда — тонкая слоистость, обусловленная, с одной стороны, более или менее тонкозернистым доломитом, с другой — большим или меньшим количеством (до 10—12%) глинистого вещества.

В верхней половине свиты широко развиты «песчаниковые» и «сахаровидные» доломиты — плотные, плитчатые, с неровным искрящимся изломом, окрашенные в светлые желтовато-серые и кремовые тона. Под микроскопом они мелкозернисты, обычно пористы; часто наблюдается сгустковая структура. Выделяется пачка (8—9 м) пятнистых, часто пятнисто-полосчатых слоистых доломитов, в шлифах сходных с «сахаровидными».

Самая верхняя часть разреза описана по осыпям склонов ключа Сухого (в 7 км севернее приска Б. Куронах по Алдано-Якутскому тракту). Там снизу вверх наблюдаются:

1) известковистые доломиты — серые с зеленоватым оттенком, плотные, с мелкими кавернами, тонкозернистые (0,02—0,06 мм), с мозаичной структурой; содержание в них кальцита достигает 15%;

2) известковистый кремень — плотный, неоднородно окрашенный (от светлосерого до серого), часто оолитовой структуры; в шлифах наблюдаются реликты карбонатных оолитов и миндалевидных образований;

3) оолитовые доломиты — слоистые, плотные, с раковистым изломом; сложены они оолитами (0,4—0,6 мм), сцементированными тонкозернистым доломитом; кроме того, наблюдаются миндалевидные образования и сгустки;

4) доломиты желтовато-серые, пятнистые, полосчатые, тонкослоистые с пятнисто-чешуйчатой сгустковой структурой.

Во всем описанном разрезе свиты преобладают кристаллически-зернистые разновидности доломита. В меньшем количестве обнаружены сгустковые структуры пород и совсем мало оолитовых структур.

Примерно такой же состав имеет толбинский подъярус и в других частях Алданского горнопромышленного района, но в более южных разрезах верхняя часть подъяруса уничтожена современной эрозией.

Породы толбинского подъяруса в этом районе изучались нами в естественных обнажениях на левом берегу р. Алдан, приблизительно в 8 км ниже г. Томмот. Здесь, на значительном протяжении по р. Алдан, можно наблюдать налегание осадков нижнего кембрия на кристаллические породы докембрия, которые представлены гнейсированными гранитами.

Весьма неровная, «кармановидная» поверхность докембрийского кристаллического ложа покрыта рыхлой, легко рассыпающейся в труху коркой сильно измененных, осветленных и растрескавшихся кристаллических пород. Толщина корки, являющейся докембрийской корой выветривания, меняется от 30 до 80 см. На ее неровной поверхности залегает базальный конгломерат нижнего кембрия, представляющий собой не выдержанный по мощности (2—10 см), а местами и исчезающий или сливающийся с осветленной зоной прослоек грубозернистого плохо отсорти-

рованного кварцевого песчаника с доломитовым цементом, в который включены отдельные хорошо окатанные гальки кварца неправильной, угловатой формы. Преобладающий размер галек 1,5—2 см, а в наиболее мощных частях пропластка они достигают 8 см. На конгломерате лежит толща желтовато-серых плитчатых мелкокристаллических доломитов с щелеобразными порами от выщелоченных кристаллов гипса. В нижней части этой толщи среди доломитов много зерен обломочного кварца размерами 0,2—0,3 мм. В самом нижнем прослое толщиной 0,15 м встречается большое количество более крупных (до 1—2 мм) кварцевых песчинок.

Зерна кварца — то округлые, хорошо окатанные, то угловатые, с острыми гранями — равномерно рассеяны в массе мелкокристаллического (0,05—0,1 мм) доломита мозаичного строения. Вверх по разрезу количество кварцевых зерен заметно уменьшается. Если в шлифе породы, взятой из основания толщи, в поле зрения микроскопа всегда находится не менее 10—12 песчинок, то на расстоянии 1 м от контакта их насчитывается не более трех, а в 1,5 м от контакта включения обломочного кварца становятся большой редкостью. Мощность этой части разреза составляет около 1,5—2 м.

Остальную часть разреза, мощностью около 150 м, составляют различные по толщине пачки доломитов, среди которых наблюдаются как массивные мелкозернистые пористые доломиты мозаичной структуры, так и плотные плитчатые афанитовые, сложенные различными по форме и величине сгустками серого мелкокристаллического доломита. Встречено несколько пачек бурых и зеленовато-серых тонкоплитчатых мергелистых доломитов, в шлифах которых видно большое количество микрослоечков глинистого алевритового терригенного материала.

Собственно говоря, этим и исчерпывается разнообразие пород толбинского подъяруса в обнажениях левого берега р. Алдан близ г. Томмот.

Таким образом, толбинский подъярус Алданского горнопромышленного района, в отличие от более северных частей северного склона Алданского массива, представлен небольшой по мощности и довольно однообразной толщей доломитов. Посмотрим теперь, как меняется эта толща по направлению к востоку, в среднем течении р. Алдан.

в) *Толбинский подъярус в среднем течении р. Алдан.* Материалы, собранные летом 1953 г. сотрудниками Палеонтологического института АН СССР И. Т. Журавлевой и К. Б. Кордэ по р. Алдан от г. Томмот до устья р. Учур и переданные для изучения в Отдел сравнительной литологии ИГН АН СССР, позволяют довольно уверенно судить о строении толбинского подъяруса в этой части северного склона Алданского массива. Эти сборы дают достаточно оснований для увязки разрезов по р. Алдан как с разрезами Алданского горнопромышленного района, так и с более северными.

В основании разреза на неровной поверхности гранитов залегают описанный выше мелкогалечный конгломерат и грубозернистый плохо отсортированный кварцевый песчаник. Мощность этого прослоя, отвечающего I пачке базальных конгломератов и песчаников разрезов скважин по М. Г. Равичу, колеблется от 2—3 до 30—40 см. Выше песчаники сменяются мелкокристаллическими массивными доломитами, в нижней части которых встречаются отдельные зерна терригенного кварца различной степени окатанности (табл. I, I). Доломиты этой толщи, в основном, серые, толстослоистые и мелкопористые, обычно чисты по химическому составу: содержание кальцита, так же как и нерастворимого остатка, редко превышает 5%. Структура их мозаичная, с размерами зерен до 0,2 мм в массивных сахаровидных разностях. Между кристаллами доломита равномерно распределены поры, имеющие неправильную форму. Меньше распространены желтовато- и зеленовато-серые тонкоплитчатые

пелитоморфные доломиты, несколько обогащенные равномерно рассеянным глинистым веществом. Под микроскопом порода довольно однообразна и сложена микрозернистым (до 0,02—0,05 мм) доломитом с включениями глинистого вещества (табл. I, 2). Иногда наблюдаются бесформенные темные сгустки скрытозернистого доломита.

Как видно из краткого описания пород, эта толща, мощностью около 80 м, вполне может соответствовать II пачке М. Г. Равича, выделенной в более северных районах, в также нижней части толбинского подъяруса в Алданском горнопромышленном районе.

На неровной размытой кровле серых мелкопористых доломитов залегает пласт грубогалечного карбонатного конгломерата, мощность которого меняется от 0,2 до 1,0 м. Галька в этом прослое преимущественно доломитовая, разной степени окатанности, размерами от 1 до 5 см. Сортировки и ориентировки гальки, «плавающей» в карбонатно-глинистом цементе, не наблюдалось. В более западных обнажениях галька значительно мельче, и наряду с прослоем конгломерата появляются песчано-глинистые слои, обладающие тонкой и косой слоистостью. В породах этого типа терригенная часть составляет 55—60% общего веса. Отдельные прослои содержат большое количество несколько сплюснутых сферических фосфоритных стяжений размерами до 1,5—2 мм: Содержание элементарного фосфора (P) в таких породах достигает 0,15%.

По всей вероятности, в данном случае мы имеем дело с III пачкой М. Г. Равича, несколько изменившей свой обычный облик в условиях более приподнятой части Алданской плиты. Следует отметить, что в скважине Амга-Зерносовхоз, по данным О. И. Некрасовой (1955), в этом горизонте также содержится большое количество фосфатов (8,3% от веса тяжелой фракции).

Выше по разрезу прослой конгломерата снова сменяется чистыми доломитами (до 2—3% кальцита, до 3—5% минерального нерастворимого остатка), среди которых особенно большим развитием пользуются оолитовые и водорослевые (строматолитовые) разновидности. Эти породы почти всегда в значительной степени перекристаллизованы и превращены в кристаллические мелкопористые доломиты, водорослевая и оолитовая текстура которых проявляется обычно лишь на выветрелых поверхностях. Кроме того, первоначальная (главным образом оолитовая) текстура пород очень хорошо сохраняется в кремнях (табл. I, 3), желваки и прослойки которых довольно широко распространены в этой части разреза. Помимо всего прочего, сохранение оолитовой и водорослевой текстур в кремнях достаточно убедительно свидетельствует о том, что кремнезем заместил первично-карбонатный оолитовый или водорослевый осадок.

По своему облику и характеру эта часть разреза чрезвычайно близка к разрезу верхней части доломитов толбинского подъяруса Алданского горнопромышленного района, а также может быть сопоставлена с IV и V пачками М. Г. Равича.

В кровле толбинской свиты среднего течения р. Алдан, по данным И. Т. Журавлевой и К. Б. Кордэ, наблюдается незначительный размыв, по которому серые мелкопористые оолитовые и водорослевые доломиты с кремнями резко сменяются известняками и слабо доломитистыми известняками с глауконитом и фауной археоциат, трилобитов и птеропод. Характерным минералом этой части разреза, принадлежащей уже журиновскому подъярису, является явно сингенетичный вмещающему карбонатному осадку глауконит, образующий лапчатые, потрескавшиеся стяжения (табл. I, 4). Значительно реже глауконит замещает карбонатные сгустки и выполняет пространства между кристаллами доломита или кальцита. В тесной ассоциации с глауконитом находится фосфат, обычно замещающий обломки раковин птеропод и брахиопод (табл. I, 5), а также

всевозможные проблематические органические остатки (табл. II, 6) и карбонатные сгустки. Содержание элементарного фосфора (P) в этих породах доходит до 0,35%.

Рассматривая весь разрез толбинского подъяруса в среднем течении р. Алдан в целом, можно с уверенностью сказать, что он является как бы промежуточным между разрезом Алданского горнопромышленного района и разрезами скважин по р. Лена.

г) *Толбинский подъярус на р. Олекма*. Разрез толбинского подъяруса по Олекме представляет существенный интерес. Вскрытые этой рекой отложения нижнего кембрия впервые были описаны А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1947). Ими выделены следующие свиты:

«Дикимдинская свита — $См_1^1$. Пестроцветные песчаники и сланцы, палевые песчанистые доломиты и доломитовые известняки с прослоями доломитовых и кварцевых конгломератов и пропластками и линзами кремней. Вверху горизонт битуминозных песчанистых доломитов и сланцев с гипсом, серой и глауконитом.

Мощность 150—160 м.

Порохтахская свита — $См_1^2$. Однородные толсто- и тонкоплитчатые желтоватые и зеленоватые тонкозернистые доломиты и доломитовые известняки, нередко кавернозные, с тонкими пропластками листоватых мергелей и известковистых сланцев. Им подчинены прослой водорослевых и гипсированных известняков и доломитов с линзами кремней. В верхней части — битуминозные доломиты.

Мощность 120—130 м.

Юдейская свита — $См_1^3$. Пестроцветные песчанистые мергели, глины и гипсы. Им подчинены прослой гипсированных доломитов с кремнями, нередко водорослевых. В мергелях и доломитах псевдоморфозы по соли.

Мощность 50—90 м.

Олекминская свита — $См_1^4$. Коричневые доломитовые известняки, пестрые или одноцветные, серые и желтые доломиты и онколитовые известняки с обильной фауной трилобитов и брахиопод.

Мощность 250—260 м.

Чарская свита — $См_1^5$. Брекчиевые, крупнокавернозные доломитовые известняки и шоколадно-коричневые пятнистые и полосато-обломочные доломитовые известняки с редкой фауной трилобитов и водорослевыми прослоями.

Мощность 140—150 м».

Этот разрез был сопоставлен А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой с разрезом по р. Лена, причем юдейская свита указывалась как аналог пестроцветной свиты, а нижележащие — порохтахская и дикимдинская — как аналоги толбинской свиты.

Изучение каменного материала, собранного в 1953 г. З. А. Журавлевой по р. Олекма, а также данных А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой заставляет несколько по-иному подойти к вопросу выделения толбинского подъяруса в этом разрезе.

В основании дикимдинской свиты, на биотитовых плагиогнейсах архея, залегают красно-бурые и желтовато-серые аркозовые песчаники с прослоями красных и зеленых мергелей и пропластками черных известково-железистых гравелитов (табл. II, 7).

А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева (1947) дают следующее описание этих пород:

«Песчаники толстоплитчатые, с трещинами усыхания, волноприбойными знаками и налетами медной зелени на плоскостях напластования, в отдельных прослоях наблюдается косая слоистость. Состав кластического материала следующий: кварц, полевой шпат (плагиоклаз и микро-

клин), мусковит, биотит, буровато-зеленый и зеленый турмалин, рутил, циркон, хлорит, обломки микропегматита, мелкозернистого кварцита и филлитов.

Размер обломочных зерен варьирует от 0,01 до 0,3 мм, но преобладает размер 0,05—0,1 мм. Окатанность плохая, обломки остроугольны, иногда со входящими углами. Доминирующими компонентами кластического материала являются кварц и полевые шпаты; последние составляют 35—40% обломков. Среди них преобладают щелочные полевые шпаты (главным образом микроклин).

Цемент песчаников, составляющий от 10 до 20% породы, состоит из бурых окислов железа с неравномерной примесью пелитового материала и среднезернистого карбоната; выделяются слои с железисто-известковистым и известковисто-железистым цементом.

Мергели состоят из агрегата мелких зернышек карбоната и тонкого красного железисто-глинистого материала с примесью мелких угловатых зерен кварца и полевого шпата.

Как видно из описания, эта пачка пород, мощностью по данным Э. А. Журавлевой — 20 м и по данным А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой — 24 м, полностью соответствует I пачке М. Г. Равича.

Выше по разрезу терригенная пачка сменяется 50-м толщиной серых кристаллических и палевых афанитовых доломитов, содержащих незначительное количество пелитового материала, линзы и прослойки кремней и редкие пустоты от выщелоченных кристаллов гипса. Характерным образованием этой толщи доломитов являются наблюдаемые под микроскопом многочисленные стяжения темного скрытозернистого карбоната различных величины и формы, но преимущественно неправильно округлые, овальные или резко вытянутые, нередко с причудливо извилистыми контурами и хвостобразными окончаниями (табл. 7, 8). Эти образования определены Е. А. Рейтлингер как синезеленые водоросли *Nubecularites* M a s l. Следует сказать, что Е. А. Рейтлингер¹, рассмотревшая несколько тысяч шлифов пород толбинского подъяруса самых различных разрезов Сибирской платформы, считает эту группу водорослей весьма широко распространенной. Именно эти водоросли в большом количестве встречены ею в нижних частях разреза толбинского подъяруса синских, толбинских и амгинских скважин, а также среди пород юдомской свиты Алданского горнопромышленного района.

Следующую вверх по разрезу пачку пород слагают мелкозернистые, толсто-, иногда тонкополосчатые, красные, розовые и серые аркозовые песчаники.

«Разнозернистый обломочный материал песчаников, — пишут А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева (1947), — существенно состоит из угловатых зерен кварца, свежего решетчатого микроклин-пертита, нерешетчатого густо пелитизированного калишпата и серицитизированного плагиоклаза. В незначительном количестве присутствуют зеленый турмалин, циркон, биотит, мусковит, рудный минерал, апатит и обломки глинисто-серицитовых сланцев. Окатанность плохая (до средней). Полевые шпаты составляют не менее 50% кластического материала. Обильные пятнышки бурого железисто-глинистого вещества рассеяны по всей породе».

При сравнении этого описания с описаниями нефтеносных песчаников толбинских скважин (Равич, 1944) и прослоек песчаников среди юдомской свиты в скважине Амга-II (Некрасова, 1955) видно значительное сходство рассматриваемых пород, вплоть до минералов тяжелой фракции. Иными словами, здесь мы снова встречаемся с III пачкой М. Г. Равича, песчаники которой в скважинах по р. Толба содержат жидкую нефть.

¹ Личное сообщение.

Вверх по разрезу песчаники сменяются песчанистыми мелкозернистыми водорослевыми доломитами, терригенная часть которых состоит из редких угловатых обломков кварца и полевого шпата, а затем желтовато-серыми и коричневыми битуминозными доломитами с глауконитом.

Пачка битуминозных доломитов, выделенная А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой под названием сераляхского горизонта, отличается выдержанностью и прослеживается на значительное расстояние. В целом этот горизонт, мощностью 20—30 м, сложен толстоплитчатыми мелкозернистыми, иногда сгустковыми битуминозными доломитами с плохо выраженной тонкой полосчатостью и редкими прослоями тонкополосчатых доломитовых известняков и известковистых сланцев. Породы пористы и кавернозны; поры и каверны часто заполнены крупными кристаллами кальцита, гипса или серы.

В верхней части горизонта в изобилии встречаются зерна лапчатого сингенетического глауконита. Часто глауконит выполняет пространство между кристаллами доломита, цементируя последние. Характерным для этого горизонта является прослой деформированных оолитов, сцементированных мелкозернистым доломитом (табл. II, 9). Оолиты в этом прослое сплюснуты, часто разломаны, и части их сдвинуты друг относительно друга. Точно такие же деформированные оолиты наблюдались Е. А. Рейтлингер¹ в кровле толбинского горизонта в ядрах скважин Алексеевского и Ченкинского разведочных участков.

Разрез дикимдинской свиты заканчивается сераляхским горизонтом; выше согласно лежат породы порохтахской свиты, представленные водорослевыми и мелкокристаллическими доломитами с щелевидными пустотами от выщелоченных кристаллов гипса, выполненных кальцитом (табл. III, 10), оолитовыми доломитами, а также мергелистыми доломитами с линзами розовых кремней и волноприбойными знаками на поверхностях напластования. В нижней части свиты среди доломитов в большом количестве встречены водоросли *Osagia bothrydioformis* K r a s n. (табл. III, 11), описанные П. С. Красношеевой (1937) из нижнекембрийских отложений Хакассии, близких по характеру археоциат к санаштыкгольскому горизонту. Как известно, этот горизонт по облику фауны соответствует сравнительно высоким горизонтам нижнего кембрия северного склона Алданского массива.

Обилие сингенетического глауконита в кровле дикимдинской свиты, весьма сходного с глауконитом на границе толбинского и журиинского подъярусов в ряде других разрезов (скважины у устья р. Синяя, Амга-I и Амга-II, разрез среднего течения р. Алдан и др.), а также возможность выделения в дикимдинской свите пачек, аналогичных пачкам М. Г. Равича в более северных разрезах толбинской свиты приводят к мысли о необходимости проведения границы между толбинским и журиинским подъярусами на р. Олекма в подошве порохтахской свиты, которая в этом случае целиком (или в большей части) должна быть отнесена к журиинскому подъярису.

д) *Толбинский подъярус в скважине у устья р. Намана.* Для характеристики толбинского подъяруса в скважине у устья р. Намана имеется весьма скудный материал, представляющий собой сводную литологическую колонку с кратким описанием пород. Однако просмотр даже такого незначительного материала на фоне общего строения толбинского подъяруса позволяет сделать определенные выводы.

В основании подъяруса, на гранитах архея, залегают серые с розоватым оттенком кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники, мелко- и среднезернистые, с прослоями мелкогалечникового конгломе-

¹ Личное сообщение.

рата и брекчии изверженных пород. Выше эта пачка сменяется зелеными, серовато-зелеными и красно-бурыми тонкоплитчатыми мергелями с прослоями розоватых кварцевых песчаников. Эти базальные слои, мощностью 50 м, хорошо сопоставляются с I пачкой М. Г. Равича.

Вверх по разрезу терригенная пачка сменяется 225-м толщей серых и темносерых массивных и плитчатых густоватых мелкокристаллических и пелитоморфных доломитов с прослоями и включениями гипса и ангидрита. Часто ангидрит и гипс в виде мелких кристаллов равномерно распределены среди зерен доломита в таком количестве, что породу уже следует называть ангидрито-доломитом. В свою очередь, прослой ангидрита обычно содержат рассеянные карбонатные зерна. Темные разности доломитов при ударе издают запах битума.

Толща доломитов с большим количеством сульфатных пород, в которой мы легко можем распознать аналога II пачки М. Г. Равича, выше по разрезу сменяется серией терригенных пачек. Нижняя (56 м) пачка сложена разномерным кварцевым песчаником с прослоями красно-бурых и серо-зеленых мергелей. Песчаник в ряде случаев переходит в мелкогалечный конгломерат (обломки кварца до 8 мм в диаметре), и в этих интервалах встречаются выпоты нефти. В средней части пачки наблюдается переслаивание глинистых доломитов и темносерых мергелей, вверху переходящих в кварцевые песчаники.

Эта пачка сменяется серыми и светлосерыми пелитоморфными, иногда глинистыми, доломитами с битуминозным запахом и выпотами нефти, с прослойками ангидрита, гипса и включениями кремня (92 м). Выше залегают песчанистые доломиты с прослойками кварцевых песчаников, песчанистых мергелей и включениями пирита (28 м). Среди кварцевых песчаников также наблюдаются выпоты нефти. В целом эта часть разреза (176 м) представляет собой мощный терригенно-песчанистый и доломитовый комплекс, песчаниковые пачки которого пропитаны нефтью. Несмотря на свою значительную мощность, этот комплекс в общих чертах повторяет те же изменения литологического состава пород, что и III пачка М. Г. Равича в скважинах на р. Толба.

Разрез толбинского подъяруса в скважине у устья р. Намана заканчивается толщей доломитов (338 м). Здесь развиты их темносерые и светлокоричневые — пелитоморфные и мелкокристаллические разности, глинистые и известковистые, массивные и плитчатые, с включениями гипса и ангидрита, с прослоями и желваками кремней. В верхней части доломиты обладают различной водорослевой текстурой; в прослоях мелкокристаллических коричневых пористых доломитов в ряде интервалов наблюдаются выпоты нефти. По-видимому, эта толща доломитов одновозрастна IV и V пачкам М. Г. Равича.

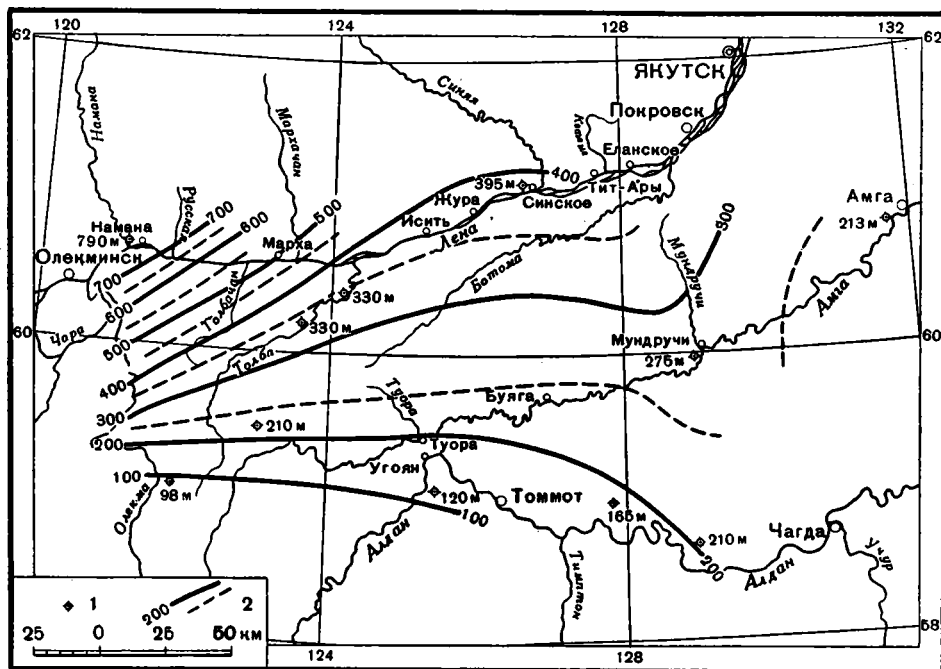
Таким образом, разрез толбинского подъяруса в скважине у устья р. Намана достаточно четко делится на сравнительно крупные пачки, по литологическому характеру пород хорошо сопоставимые с аналогичными пачками в других частях северного склона Алданского массива.

Условия образования пород толбинского подъяруса

Толбинский подъярус на северном склоне Алданского массива в ряде районов вскрыт естественными обнажениями и скважинами на полную мощность, что дало возможность составить схематическую карту его мощностей (рис. 5).

Минимальные мощности толбинского подъяруса (около 100 м) приурочены к южной и юго-западной частям района — в верховьях р. Олекма и в Алданском горнопромышленном районе.

Незначительное увеличение мощностей (до 200 м) наблюдается к востоку (среднее течение р. Алдан), более существенное (до 400 м) — к северу и северо-востоку (скважины Алексеевского, Ченкиямского и Синского разведочного участков) и наиболее значительное (до 800 м) — к северо-западу (скважина у устья р. Намана) от Алданского горнопромышленного района и верховьев р. Олекма. При этом следует заметить, что выделенные М. Г. Равичем части толбинского подъяруса, как это следует из рассмотрения схемы сопоставления разных разрезов (рис. 4), меняются по мощности сравнительно равномерно.



Фиг. 5. Схематическая карта мощностей толбинского подъяруса:

1 — скважины и разрезы, вскрывшие полную мощность подъяруса; 2 — изолинии мощностей.

Приведенная схематическая карта мощностей толбинского подъяруса довольно рельефно (особенно в северо-западной части района) показывает существенное различие в скоростях накопления осадков, а стало быть, и разницу в степени погружения.

Изолинии мощностей, полученные в результате интерполяции между имеющимися точками, четко указывают на увеличение мощности подъяруса в северо-западном направлении и совпадают с границами свит на схеме геологического строения района, показывающей ориентированную на северо-восток крупную антиклинальную структуру северного склона Алданского массива.

Таким образом, фациальные условия, в которых образовался толбинский подъярус, следует рассматривать на фоне одновременного образования крупной антиклинальной структуры.

Формирование толбинского подъяруса началось с момента быстрой трансгрессии моря на северный склон Алданского массива, представляющий собой в значительной степени пенепленизированное плато. Слоистые песчаники и хорошо выдержанные по простираению прослой глинистых и карбонатных пород среди базальных конгломератов указывают на трансгрессию моря. О быстроте трансгрессии свидетельствуют сохранившаяся

в ряде случаев незначительная по мощности кора выветривания гранитов архея, а также слабая окатанность и плохая сортировка базального конгломерата, нацело представленного продуктами разрушения нижележащих пород.

Уже в это время северо-западное крыло структуры погружалось с большей интенсивностью, чем сводовая часть; об этом говорит разница в мощностях базальных слоев. Так, если в скважине у устья р. Намана конгломераты и песчаники в основании горизонта составляют около 50 м мощности, то в верхнем и среднем течении р. Алдан прослой конгломерата, лежащий на неровной поверхности гранитов, измеряется несколькими десятками сантиметров.

Дальнейшее развитие трансгрессии привело к тому, что поступление терригенного материала на северный склон Алданского массива прекратилось и установился однообразный режим. Судя по преобладанию доломитов с прослойками и включениями гипса и ангидрита, а также по полному отсутствию фауны, это был режим морского водоема лагунного типа с резко повышенной соленостью, — водоема, находящегося в условиях аридного климата. Большое количество прослоев водорослевых и оолитовых доломитов свидетельствует о мелководьи этой обширной кембрийской лагуны.

Следующим этапом истории рассматриваемого водоема является новое обильное поступление терригенного материала, приведшее к образованию значительной пачки песчаников. Поскольку размерность зерен песчаника уменьшается с юго-запада на северо-восток и в этом же направлении уменьшается содержание полевых шпатов, область сноса следует искать на юго-западе. О том, что это была единая область сноса, свидетельствует однообразный состав минералов тяжелой фракции.

В южных разрезах (р. Алдан) с этим временем совпадают повышенная глинистость карбонатных пород, образование прослоя карбонатного конгломерата и слабое, но все же заметное накопление фосфатов. Нет сомнения, что в этом изменении состава сказывается влияние появившейся вблизи суши.

В восточной части района (скважина на р. Амга и у устья р. Синяя) в этот момент отлагались исключительно равнозернистые и довольно чистые кварцевые песчаники, зерна которых, судя по всему, прошли далекий путь.

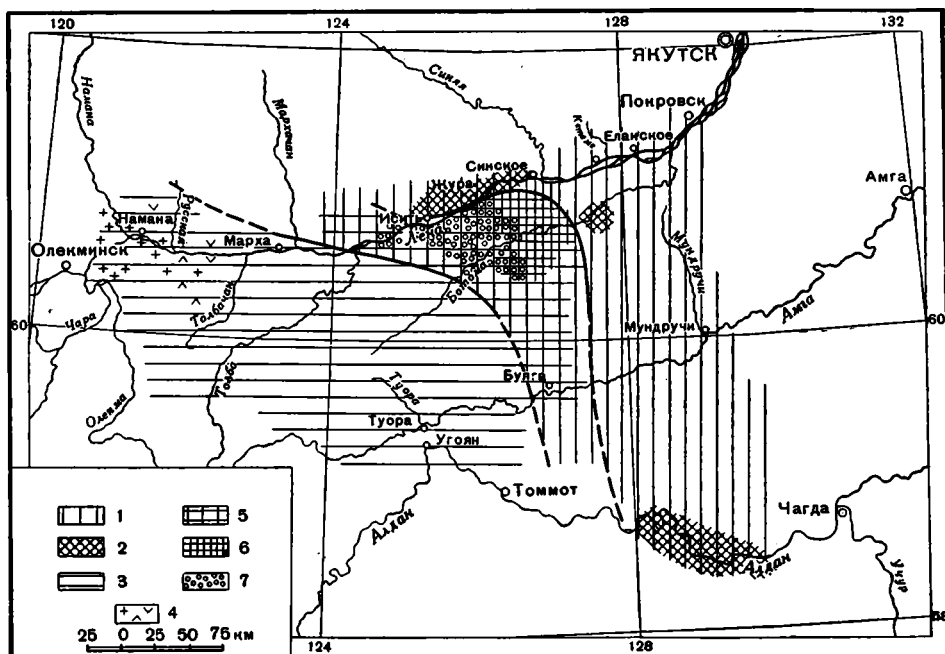
Таким образом, появление второй терригенной пачки соответствует некоторой регрессии моря и образованию размываемой суши, причем наибольшее накопление терригенного материала приходится на северо-запад, в наиболее интенсивно прогибающийся участок рассматриваемого района.

Вторая терригенная пачка снова сменяется сульфатно-доломитовыми породами с большим количеством водорослевых и оолитовых разностей, свидетельствующими о возвращении режима мелководной осолоняющейся лагуны на всем северном склоне Алданского массива. Лишь в самом конце толбинского времени на северо-востоке района появляются мощные слои известняков, говорящие о более близкой к нормальной солености вод этой части водоема и являющиеся предвестниками новой крупной трансгрессии моря.

ЛИТОЛОГИЯ ЖУРИНСКОГО ПОДЪЯРУСА

Журинский подъярус вскрыт современной речной сетью во многих районах и на значительных площадях, что дает возможность проследить его фациальные изменения. В предыдущей главе кратко упоминалось о замещении нохоройской, чуранской и еловской (малыканской) пачек

западного ленского разреза известняками с фауной пестроцветной свиты на востоке и доломитами с прослоями галогенных пород на западе. Эти взаимопереходы свидетельствуют об одновозрастности рассматриваемой группы пород, различных по своим структурным особенностям и вещественному составу. Поэтому под общим названием «журинский подъярус» рассматриваются слои, заключенные между кровлей толбинской свиты и подошвой пачки битуминозных доломитов на западе и между кровлей



Фиг. 6. Схема распространения фаций журинского подъяруса:

1 — фациальная область нормального открытого моря; 2 — археоциато-водорослевые биогермы; 3 — фациальная область осоловляющейся лагуны; 4 — сульфатно-доломитные и соленосные осадки осоловляющейся лагуны; 5 — область перехода от лагуны к открытому морю; 6 — пятнистые доломитистые известняки и известковистые доломиты области перехода от лагуны к открытому морю; 7 — оолитовые известняки и доломиты области перехода от лагуны к открытому морю.

толбинской свиты и подошвой синской свиты на востоке (Зеленов, Журавлева и Кордэ, 1955). В западном разрезе по р. Лена и в верхнем течении р. Ботомы в этот подъярус входят пестроцветная свита вместе с нохоройской, чуранской и еловской (малыканской) пачками, а в восточном разрезе по р. Лена — пестроцветная свита и покрывающие ее переходные слои.

Различия в вещественном составе и структурах пород позволяют выделить три фациальные области осадконакопления, каждая из которых характеризуется специфическим комплексом условий (рис. 6).

Отложения первой, «восточной», фациальной области вскрыты р. Ленной (восточный разрез), р. Ботомой (нижнее течение), р. Алдан (среднее течение) и скважинами по р. Амге (Амга-I и Амга-II). Отложения второй, «западной», фациальной области вскрыты скважинами у устьев рек Намана и Русская Речка и, кроме того, обнажены в верховьях рек Толба и Амга. Третья, «центральная», фациальная область выделяется по обнажениям западного разреза р. Лены и верхнего течения Ботомы.

Типы пород журиинского подъяруса

В результате изучения всех трех фациальных областей журиинского времени можно выделить по вещественному составу и структурным особенностям породы двух основных групп: известняки и доломиты. Среди первых, в свою очередь, различаются: 1) глинистые доломитистые известняки, 2) слабо глинистые известняки, 3) афанитовые известняки, 4) органические известняки, 5) пятнистые доломитистые известняки и 6) оолитовые известняки.

Среди доломитов выделяются: 1) оолитовые доломиты, 2) крупнокристаллические пористые доломиты, 3) пелитоморфные доломиты и 4) глинистые доломиты. При этом почти между всеми типами наблюдаются постепенные взаимопереходы.

Ниже дана более подробная характеристика пород выделенных типов.

А. Известняки

Глинистые доломитистые известняки вскрыты в восточном разрезе по р. Лена и в нижнем течении р. Ботома. Это плотные породы с неровным, шероховатым изломом, в большинстве случаев густого темнокрасного цвета. Залегая пластами мощностью от 0,5 до 3,0 м, известняки этого типа легко раскалываются на плитки толщиной 2—3 см, с ровными поверхностями напластования. При выветривании породе светлеет, углы легко сглаживаются, и осыпи таких плиток очень напоминают свалки битой черепицы. На выветрелых поверхностях, а также на свежих расколах нередко видны одиночные кубки археоциат в лежащем положении и многочисленные конусы птеропод, которые иногда образуют незначительные по мощности, близкие к ракушняку прослойки. На поверхности напластования часто видны извилистые следы роющих животных (червей?). Нередко скопления остатков организмов приурочены к верхним частям плиток.

Под микроскопом видно, что основная масса породы сложена серым микрозернистым карбонатом кальция, замутненным красновато-бурым глинистым веществом. По бурому (или серому) фону в беспорядке разбросаны кристаллы доломита, преимущественно ромбической формы, размерами до 0,03—0,04 мм. В значительно меньшем количестве отмечаются угловатые зерна кварца размерами от 0,01 до 0,06 мм. Это главным образом обломки неправильной формы с острыми, несглаженными углами; они явно терригенного происхождения.

Встречаются органические остатки: цельные или несколько разрушенные кубки археоциат, обломки щитков трилобитов (редко) и очень сильно перекристаллизованные конусы птеропод, порой довольно крупных размеров. Кроме того, наблюдаются спиккулы губок *Chancelloria Walcott* (Журавлева и Кордэ, 1955), часто переполняющие породу (табл. III, 12) и единичные мелкие зерна пирита.

Глинистое красное-бурое вещество распределено в породе неравномерно: оно располагается между кристаллами карбонатов извилистыми, грубо параллельными расплывчатыми микроскопическими нитями, причем в ряде случаев эти нити, сгущаясь, создают впечатление полного прокрашивания породы. Наряду с этим существуют и совершенно непрокрашенные участки.

По данным химического анализа (табл. 1) эти породы содержат от 40 до 68% кальцита, от 20 до 35% доломита и 15—20% нерастворимого остатка.

Механический анализ нерастворимого остатка показал подавляющее количество (96—99%) фракции $< 0,01$ мм, из них около половины (43—46%) фракции $< 0,001$ мм.

Химические анализы глинистых доломитистых известняков журиного подъяруса

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Лена	19,34	2,50	33,39	7,79	34,70	97,72	40,24	35,64
»	15,67	1,74	35,81	7,61	36,40	97,23	45,02	34,80
Ботома	14,04	0,84	42,12	4,59	37,80	99,39	64,37	19,20
»	10,10	0,90	41,70	6,23	39,45	98,38	59,13	28,18

Расчет минералогического состава пород¹ сделан следующим образом: по CaO солянокислой вытяжки высчитано содержание CaCO₃, остаток углекислоты связан с MgO солянокислой вытяжки в MgCO₃, а по количеству карбонатов кальция и магния высчитано содержание кальцита и доломита. После такого расчета обычно остается в избытке некоторое количество MgO. Это объясняется тем, что из нерастворимого остатка в солянокислую вытяжку переходит магний легко растворимых силикатов (лептохлорит, биотит и др.). Иногда небольшой избыток как MgO, так и CO₂ объясняется допустимой аналитической ошибкой.

Слабоглинистые известняки чередуются с описанными выше глинистыми доломитистыми известняками и распространены в восточной фациальной области. Это плотные, массивные породы с оскольчато-раковистым или раковистым изломом, в основном бордово-красной, не равномерной по густоте и оттенкам окраски; иногда наблюдаются расплывчатые серые пятна.

Часто в известняках этого типа бывают развиты извилистые сутурные линии, по которым порода может раскалываться на толстые (10—15 см) плитки. Органических остатков (археоциат и птеропод) местами много больше, чем в глинистых доломитистых известняках.

Микроскопически слабоглинистые известняки отличаются от глинистых доломитистых известняков лишь значительно меньшим содержанием терригенного материала и меньшей доломитностью.

Химический анализ (табл. 2) дает содержание кальцита от 78 до 91%, доломита — от 1 до 10% и нерастворимого остатка от 3,8 до 9,5%.

Таблица 2

Химические анализы слабоглинистых известняков журиного подъяруса

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Лена	9,72	0,60	46,58	3,19	39,60	99,69	76,17	12,81
»	9,48	0,96	46,86	2,45	39,10	98,85	78,33	9,77
»	8,50	0,56	47,71	2,97	39,45	99,19	80,55	8,46
Ботома	6,50	0,66	50,19	0,20	39,60	97,15	89,07	0,92
»	3,79	Не определялся	51,96	0,67	41,50	97,92	91,07	3,06

¹ Химические анализы, приведенные в настоящей работе, выполнены в химической лаборатории Отдела сравнительной литологии ИГН АН СССР под руководством Э. С. Залманов.

В верхней части свиты слабоглинистые известняки теряют бордово-красную окраску и приобретают зеленовато-серую. Одновременно в шлифах появляются темные округлые комочки скрытозернистого кальцита, имеющие неправильно-округлую, часто несколько вытянутую форму и сравнительно неодинаковые размеры (0,04—0,06 мм), а также удлиненные, иногда слабо изогнутые трубочки (срезы в разных сечениях), сложенные таким же скрытозернистым карбонатом. Трубочки эти (диаметром около 0,03 мм, с внутренним каналом диаметром около 0,01 мм в центре) достигают в длину 0,2 мм и представляют собой образования явно органического происхождения. Участками шлифы пород этой разности буквально усыпаны мелкими (0,01—0,015 мм) кубиками пирита. Химические анализы показывают несколько повышенное (до 12%) по сравнению с основным типом породы содержание доломита.

Афанитовые известняки распространены более широко и встречаются как в восточном, так и в западном разрезах р. Лена и по р. Ботома. Породы этого типа плотные, светлые, серые, нередко со слабым зеленоватым оттенком. Излом типичный раковистый, иногда оскольчато-раковистый. Часто встречаются сутурные и стилолитовые швы, а также тонкие прожилки и мелкие включения прозрачного кальцита. Органические остатки очень редки. Обычно эти известняки залегают отдельными прослоями, мощность которых редко превышает 30 см.

Под микроскопом это светлосерый однотонный микрозернистый карбонат с мелко мозаичной структурой, относительно равномерно-зернистый (табл. III, 13). Наблюдаются редкие перекристаллизованные обломки раковин организмов и включения крупнокристаллического светлого кальцита размером до 1 мм. Ясно видимого глинистого материала и зерен кварца нет. Кристаллы доломита ромбической формы единичны.

Химический состав афанитовых известняков (табл. 3): 90—97% кальцита, до 7% доломита и до 3,6% нерастворимого остатка.

Таблица 3

Химические анализы афанитовых известняков журинского яруса

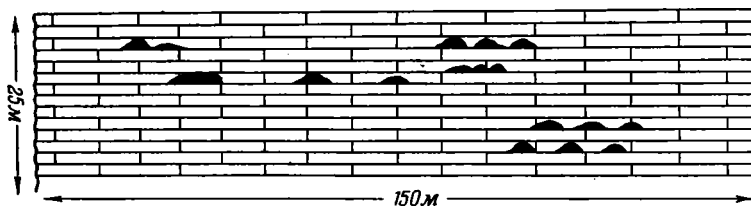
Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Лена	3,60	0,40	53,40	0,51	42,55	100,46	94,03	2,34
»	2,18	Не определялся	52,99	1,53	43,25	99,95	90,77	7,00
Ботома	Не определялся	То же	55,10	0,51	43,50	99,11	97,71	1,14
»	То же	» »	54,92	0,19	43,30	98,41	97,53	0,88

Органические известняки встречаются только в отложениях восточной фациальной области и делятся на археоциатовые, водорослевые и детритусовые.

Археоциатовые известняки по своему облику весьма сходны со слабоглинистыми известняками, от которых отличаются обилием цельных кубков археоциат, буквально переполняющих породу, и отсутствием какой бы то ни было слоистости (табл. IV, 14). Под микроскопом порода, цементирующая цельные кубки и обломки кубков археоциат, представлена серым, часто с бордовым оттенком, микрозернистым карбонатом, в кото-

ром заметно присутствие глинистого вещества, иногда в виде отчетливых бурых нитей (как в слабоглинистых известняках).

Водорослевые известняки — афанитовые, плотные, с сутурными и стилолитовыми швами, с мелкими включениями и прожилками прозрачного кальцита. Характерной особенностью их является сплошная мелкая белая пятнистость на сером или красноватом фоне, образованная многочисленными колониями эпифитоновых водорослей (табл. IV, 15). Под микроскопом отчетливо видны кустики последних, сложенные темносерым скрытокристаллическим карбонатом. Обычно пространство между веточками отдельных колоний заполнено светлым крупнокристаллизованным кальцитом, а пространство между колониями — микрораздробленным



Фиг. 7. Распределение археоциатозных биогермов в известняках пестроцветной свиты, р. Лена.

светлосерым карбонатом, точно таким же, каким сложены афанитовые известняки (табл. IV, 16). Никаких следов терригенного материала в органических известняках не наблюдалось.

Археоциатозные и водорослевые известняки образуют пластовые тела (биогермы), которые наблюдались нами в восточном разрезе по р. Лена (у р. Б. Чуран, у дер. Крестях, у небольшого ручья на правом берегу Лены против р. Жура, у р. Мухатты и по самой реке Мухатте, у дер. Ой-Муран и на участке от дер. Ой-Муран до дер. Юдьяй) и в нижнем течении Ботомы (Журавлева и Зеленов, 1955).

Детальное рассмотрение археоциатозных и археоциатозно-водорослевых биогермов дало возможность выделить несколько типов образований, различия в которых связаны с определенной фаунистической характеристикой, скоростью роста и с ролью водорослей группы *Epiphyton*.

Первый тип биогермов, встречающийся на всем протяжении Лены от р. Б. Чуран до р. Журы, представляет собой незначительные массивы (от 10—15 до 40—50 см, редко 1—1,5 м высоты, до 1—3 м длины и 40—50 см, редко до 1 м ширины). Часто такие биогермы расположены на расстоянии до 10—20 м один от другого и в различных по вертикали прослоях (рис. 7).

Биогерм возникает среди слоистых слабоглинистых известняков, в которые он всегда резко переходит по простиранию; пласт раздувается по мощности, а порода, переставая быть слоистой, оказывается переполненной беспорядочно ориентированными кубками археоциат. Облегающие биогерм плитчатые известняки на расстоянии 1—1,5 см выполаживаются, а вверх по разрезу через 15—20 см сменяются горизонтально лежащими слоями. Окраска породы приобретает пятнистый характер и меняется участками от темнокрасной до розовой, зеленовато-серой и чисто белой. Это явление, очевидно, связано с тем, что привнос внутрь биогерма красных глинистых частиц, придающих цвет породе, был затруднен, и поэтому они проникали лишь в отдельные участки. Скелеты археоциат, а также интерсептальные камеры выполнены белым кальцитом; центральные полости в большинстве случаев заполнены темнокрасным глинистым доломитистым известняком.

Наиболее характерными для рассматриваемых биогермов являются археоциаты родов *Archaeolynthus*, *Nochoroicyathus*, *Ajacityathus* и *Archaeocyathus*¹. Встречаются небольшие (в несколько сантиметров) водорослевые участки и редкие хиолиты.

Ко второму типу относятся биогермы, развитые главным образом у дер. Ой-Муран и близ устья р. Мухатты. Общий характер их такой же, как и у описанных выше, однако облекание их слоистыми породами более значительно и обычно захватывает большую пачку глинистых, слабоглинистых и афанитовых известняков. Углы падения слоев облекающих пород достигают 10—12°. По-видимому, эти биогермы обладали более быстрым ростом, чем первые. Если учесть, что и здесь биогермы расположены по вертикали на различных уровнях и широко распространены по площади, то становится понятным довольно значительное влияние таких местных нарушений горизонтального залегания слоев. Увеличились и размеры биогермов, достигающих в районе Ой-Мурана 12—15 м в ширину и более 1 м в высоту.

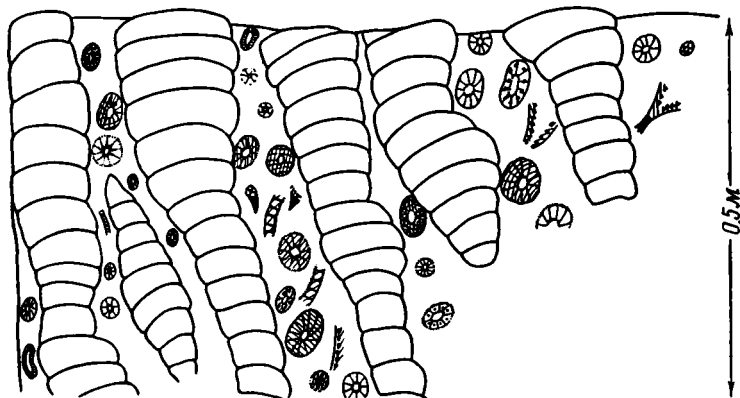
Водоросли в биогермах второго типа встречаются еще реже, а археоциаты представлены гораздо более крупными экземплярами, обычно с массивными стенками. Здесь уже почти не встречаются одностенные *Archaeolynthus*. Напротив, основными группами становятся *Ajacityathus* и *Coscinoicyathus*. Интересно, что *Ethmophyllum*, совершенно отсутствующие в более древних и мелких по размеру биогермах, здесь появляются в виде очень редких, единичных экземпляров. Подобное изменение археоциатового комплекса связано со временем, разделяющим более древние мелкие биогермы Журы и Чурана от более крупных оймуранских, и в связи с этим — с общей эволюцией археоциат.

Третий тип биогермов, встречающихся стратиграфически еще выше, является уже скорее водорослево-археоциатовым, так как преобладающую роль здесь начинают играть водоросли рода *Epiphyton*. Последние нередко образуют водорослевые колонки высотой до 1,1—2 м и более и до 15—30 см в диаметре. Археоциатовые кубки встречаются среди таких водорослевых колонок чаще отдельными экземплярами и лишь в редких случаях обнаружены в массовом развитии. Очень характерен для такого типа водорослево-археоциатовый биогерм на левом берегу Лены, в 2 км выше дер. Юдьяй (рис. 8). Водорослевые колонки, являющиеся породообразующими в нижней части биогерма, в средней части дают место археоциатам, а вверху снова вытесняют последние. Некоторые колонки при этом продолжали свое развитие в высоту до 1—1,2 м. Археоциатовый комплекс, отмеченный в таких биогермах, также несколько своеобразен. Здесь встречены в основном представители родов *Ajacityathus*, *Coscinoicyathus*, *Archaeocyathus* и *Nochoroicyathus*; однако и более сложно устроенные археоциаты, относящиеся к родам *Ethmophyllum* и *Thalamocyathus*, присутствуют в гораздо большем количестве, чем в оймуранском биогерме. Это можно отнести за счет приуроченности подобных биогермов к более высокому археоциатовому горизонту пестроцветной свиты.

Биогермы последнего типа встречены в породах, расположенных еще выше по разрезу, и представляют собой тела, сложенные эпифитоновыми водорослями округлой в плане и грибообразной в разрезе формы. Соединяясь между собой, такие тела нередко образуют сплошные пласты водорослевых известняков мощностью до 0,5—0,6 м (табл. IV, 17). Археоциат в таких биогермах почти нет; они встречаются лишь в виде единичных вертикально ориентированных экземпляров в слоистых слабоглинистых известняках, покрывающих биогерм.

¹ Определения археоциат и выделение их комплексов выполнены И. Т. Журавлевой.

Детритусовые известняки встречаются лишь в самой верхней части разреза нижнего течения Ботомы, где они образуют несколько пластов толщиной до 0,4 м. Эта разновидность органогенных известняков почти нацело состоит из обломков скелетных частей всевозможных морских организмов: трилобитов, брахиопод, птеропод и археоциат. В ряде случаев наблюдается слабая сортировка обломков. Более крупные (до 1 см) обломки образуют отдельные прослойки, подчеркивающие четко выделяющуюся при выветривании косую слоистость детритусовых известняков (табл. V, 18). Изучение шлифов показало, что эти породы состоят из крупного и мелкого органогенного детритуса, который распределен попеременно с мелкими (до 3 мм) карбонатными галечками. Данный обломочный ма-



Фиг. 8. Схема строения водорослево-археоциатового биогерма в известняках пестроцветной свиты, р. Лена.

териал сцементирован на одних участках шлифа серым микрозернистым кальцитом, на других — крупными (до 0,5 мм) удлиненными кристаллами эпигенетичного кальцита, обрастающего обломки раковин и гальки. Обломки раковин не перекристаллизованы, имеют четкие границы; наиболее крупные из них ориентированы согласно напластованию. В сером микрозернистом кальците иногда встречаются органогенные трубочки из скрытозернистого кальцита, такие же, как и в слабоглинистых известняках.

Пятнистые доломитистые известняки распространены в западном разрезе по р. Лена и в верхнем течении Ботомы и представляют собой неоднородную карбонатную породу, в которой среди плотного афанитового известняка наблюдаются тонкие извилистые прослойки и неправильные, причудливые пятна известковистого доломита. Часто извилистые прослойки сгущаются настолько тесно, что порода приобретает своеобразный брекчиевидный облик и известковистый доломит играет роль цемента. Афанитовые известняки обычно имеют серую и светлосерую окраску, а известковистые доломиты — желтоватую (табл. V, 19). Иногда известняки бывают окрашены в лиловато-красный цвет, что еще более резко подчеркивает пятнистое строение породы.

Под микроскопом видно, что в большинстве случаев афанитовые известняки сложены однородной массой серого микрокристаллического кальцита. Иногда такой кальцит цементирует большое количество темных трубочек, сложенных скрытокристаллическим карбонатом и представляющих собой несомненные органические остатки. Желтоватые прослойки и причудливые пятна образованы скоплением крупных (до 0,1 мм) светлых ромбоэдров доломита. Последние обычно образуют круп-

позернистую мозаику, в которой участками (между зернами доломита) включен скрытозернистый кальцит (табл. V, 20). Химический анализ (табл. 4) показал, что такого кальцита в доломитовых пятнах может содержаться до 35%.

Таблица 4

Химические анализы пятнистых доломитистых известняков журиного подъяруса

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Ботома	5,44	0,88	36,20	13,75	43,10	99,37	31,21	61,56
Лена	1,76	0,36	50,80	4,07	43,00	99,99	83,52	13,16
»	2,28	0,56	52,67	0,73	43,20	99,44	96,65	0,28

Минеральный нерастворимый остаток в пятнистых доломитистых известняках составляет десятые доли процента.

О л и т о в ы е и з в е с т н я к и — плотные, массивные, с шероховатым изломом и светлосерой или белой окраской, обычно нацело сложены мелкими (около 0,5 мм) оолитами. Эти породы встречаются в центральной фациальной области, главным образом в западном разрезе по р. Лена, где они слагают мощные (0,5—1,5 м) косослоистые пласты.

Микроскопическое изучение показывает, что порода состоит из однородных оолитов, среди которых встречаются известняковые песчинки примерно таких же размеров, как оолиты. В последних отчетливо различаются многочисленные концентрические оболочки и ядро, сложенное микрокристаллическим кальцитом (табл. V, 21). Такой же микрокристаллический кальцит слагает и известняковые песчинки, которые нередко также бывают окружены одной—двумя оболочками. Повидимому, песчинки представляют собой более крупные, а ядра оолитов — более мелкие частицы одного и того же известнякового материала. В некоторых редких случаях ядром является обломок другого оолита. Форма оолитов, в основном округлая или овальная, в значительной степени зависит от формы и размеров ядра: чем оно меньше, а следовательно, чем толще окружающая его концентрическая оболочка, тем правильнее форма оолита. В оолитах с крупными ядрами тонкая оболочка повторяет неровности ядра. Оолиты и песчинки сцементированы мелкокристаллическим мозаичной структуры кальцитом, среди которого в ряде случаев бывают видны крупные ромбоэдры доломита. Изредка ромбики доломита наблюдаются по периферии оолитов. Содержание доломита, в основной массе породы незначительное, в отдельных образцах достигает 27% (табл. 5).

Таблица 5

Химические анализы оолитовых известняков журиного подъяруса

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Лена	3,68	0,28	46,58	6,38	43,07	99,99	68,29	27,33
»	1,07	0,25	52,85	2,68	43,60	100,45	88,45	9,95
»	1,04	0,26	51,29	4,13	43,60	100,32	83,88	14,08
»	0,92	0,30	52,25	2,76	43,57	99,80	87,72	10,19

Карбонатный цемент оолитовых известняков иногда бывает замещен кремнем, который образует включения неправильной формы. Размеры включений колеблются от долей миллиметра до 3—5 мм, часто 0,5—1 мм. Граница их с окружающим кальцитом обычно неровная, отчетливо видно внедрение кальцита в кремний и наоборот. Внутри кремневых включений сохраняется большое количество мелких зерен кальцита и даже отдельные известковые оолиты. На поверхности крупных кремневых включений, выделенных растворением породы в соляной кислоте, под бинокляром отчетливо видны «ямочки» — отпечатки соседних с включением кремня оолитов.

Количество минерального нерастворимого остатка в тех образцах, где явное окремнение отсутствует, составляет около 1%.

Б. Доломиты

О о л и т о в ы е д о л о м и т ы — плотные, массивные, белой или желтоватой окраски; так же как и оолитовые известняки, они распространены в породах центральной фациальной области, где мощные (0,5—1,5 м) пласты образованы мелкими (0,5—0,8 мм) оолитами, причем оолитовое строение породы и отчетливая косая слоистость ее видны почти исключительно на выветрелой поверхности (табл. V, 22). На свежем сколе оолитовая структура обычно пропадает и порода выглядит как однородный мелкозернистый пористый доломит. Микроскопическое изучение показывает, что доломитовые оолиты в значительной степени перекристаллизованы. Отчетливо видимые на выветрелой поверхности скорлуповатые оолиты под микроскопом оказываются почти бесструктурными округлыми серыми сгустками скрытокристаллического доломита. Как некоторое подобие концентрического строения можно отметить лишь, что крупность зерен, слагающих сгусток, иногда несколько увеличивается от центра к периферии. Сгустки составляют почти 70% площади шлифа и сцементированы светлым мелкокристаллическим (0,03—0,05 мм) доломитом мозаичной структуры. Среди цемента наблюдается значительное количество мелких (0,1—0,5 мм) пор неправильной формы, которые в основном приурочены к пространству между оолитоподобными сгустками. Некоторые поры заполнены крупными прозрачными монокристаллами эпигенетического кальцита. Прокрашивание шлифов показало, что кроме указанного в порах, в породе никакого другого кальцита нет. Иногда среди цемента встречаются кремневые включения, аналогичные описанным выше кремневым включениям в оолитовых известняках. Химические анализы показали, что оолитовые доломиты (табл. 6) содержат весьма незначительное количество кальцита (2—4%) и минерального нерастворимого остатка (0,7—1,2%).

Таблица 6

Химические анализы оолитовых доломитов журинского подъяруса

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Лена	1,29	0,59	30,25	21,54	46,76	100,43	1,60	96,51
»	1,08	0,42	30,85	21,75	47,20	101,30	2,73	96,40
Ботома	1,04	0,32	30,50	20,40	46,50	98,76	2,91	93,23
»	0,70	0,90	30,72	20,43	47,10	99,85	4,12	93,42

Крупнокристаллические пористые доломиты — белые или желтоватые, реже сероватые, с неровным, искрящимся на солнце шероховатым изломом. Эти породы широко распространены в западном разрезе по рекам Лена, Амга и в верхнем течении Ботомы, образуя мощные слои (от 0,4 до 1,5 м), и на плохо обнаженных склонах выступают в виде небольших уступов среди осыпи. Характерной чертой крупнокристаллических доломитов является их пористость, которая иногда распределяется неравномерно. Часто можно наблюдать согласное напластованию чередование невыдержанных полос то более, то менее пористой породы. В некоторых случаях наблюдаются крупные (по несколько сантиметров в диаметре) неправильно-округлые каверны. Изредка встречаются небольшие включения гипса в виде тонких кристаллов, при выщелачивании которых образуются характерные щелевидные пустоты длиной в несколько миллиметров и шириной менее 1 мм. Встречены включения ангидрита округлой формы до 1,5 см в диаметре. Верхняя поверхность слоев обычно неровная, бугристая. Под микроскопом видно, что эти породы состоят из довольно крупных (около 0,1 мм) зерен доломита, чаще всего правильной ромбической формы (табл. VI, 23). Между зернами доломита всегда наблюдается значительное количество пор размером от 0,1 до 0,6 мм, иногда занимающих до 40% площади шлифа.

Поры — неправильной, угловатой формы, обусловленной четкими гранями кристаллов. По химическому составу (табл. 7) крупнокристаллические пористые доломиты являются чистыми доломитами и содержат небольшое количество кальцита (редко до 5%) и минерального нерастворимого остатка (до 2,5%).

Таблица 7

Химические анализы крупнокристаллических пористых доломитов журиковского подъяруса

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Лена	Не определялся	0,56	30,32	20,69	47,46	99,03	1,32	97,25
»	0,20	0,40	31,52	21,12	46,75	99,99	5,77	93,02
Амга	0,60	0,20	30,66	21,68	47,00	100,14	2,66	96,00
Ботома	0,89	0,99	30,58	20,76	46,95	100,17	3,05	94,93
»	1,08	0,36	31,20	20,37	46,90	99,91	5,12	93,16
»	1,99	0,40	30,32	21,28	46,20	100,19	3,15	93,90
Амга	2,22	0,54	30,24	20,89	45,55	99,44	2,36	95,29
»	2,28	0,48	29,96	20,54	45,95	99,21	2,44	94,03
Лена	2,64	0,60	30,24	20,79	45,73	100,00	3,93	92,20

Пелитоморфные доломиты — плотные, однородные, с типичным раковистым изломом, равномерно окрашены в светлые оттенки серого, желтого, розового, красного, иногда зеленого цветов. Эти доломиты распространены в западном разрезе по Лене, Амге и в верхнем течении Ботомы, где они переслаиваются с крупнокристаллическими пористыми доломитами. Как правило, пелитоморфные доломиты образуют слой мощностью от 0,2 до 0,6 м (редко до 1,0 м), в которых распадаются на плитки с ровными поверхностями напластования толщиной от 3 до 5 см.

Так же как и в крупнокристаллических пористых доломитах, встречаются гипс и ангидрит. Под микроскопом это микрозернистые, очень однородные серые доломиты с равномерно рассеянными тонкими частицами глинистого вещества, различимыми лишь в отраженном свете (табл. VI, 24), иногда же (особенно в образцах из самых западных частей разреза) наблюдается незначительное количество медких угловатых зерен обломочного кварца. Химические анализы показали, что эти породы представляют собой чистые доломиты с ничтожной примесью кальцита (от 0,2 до 4,0%) и несколько повышенным (до 10%) содержанием минерального нерастворимого остатка (табл. 8).

Т а б л и ц а 8

Химические анализы пелитоморфных доломитов журиного подъяруса

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Лена	4,40	0,64	29,54	20,37	45,25	100,20	2,50	92,53
Ботома	5,28	0,88	29,11	19,77	43,80	98,84	4,26	87,87
»	5,45	0,60	28,97	20,29	44,65	99,96	1,48	92,20
Амга	5,78	0,66	27,84	20,03	43,50	97,81	0,22	90,97
»	9,40	1,32	27,12	19,17	42,45	99,46	0,82	87,67
»	10,16	0,84	26,98	18,93	41,65	98,56	1,57	85,83

Глинистые и известковые доломиты распространены в верхней части восточного разреза по р. Лена. Породы этого типа плотные, массивные, с шероховатым изломом и зеленовато-серой, иногда несколько желтоватой однородной окраской.

Залегают эти породы пластами мощностью от 0,2 до 0,7 м, нередко разбитыми грубыми вертикальными и горизонтальными трещинами на неправильные блоки размерами примерно 5×20 см. При выветривании они местами обладают своеобразной скорлуповатой эллипсоидальной отдельностью.

В некоторых прослоях отмечаются многочисленные темносерые овально-вытянутые и изгибающиеся пятна размером до 1,5—2 см, ориентированные по напластованию. Часто такие пятна имеют как бы концентрическое строение и производят впечатление углистых органических остатков, однако под микроскопом отчетливо видно, что эти пятна образованы сгущениями и линзообразными стяжениями тонкорассеянного пирита. Кроме того, в породах наблюдаются включения бурого окисленного пирита (величиной с булавочную головку) и редкие пустоты и трещины с ржаво-бурой ожелезненностью по стенкам.

В некоторых прослоях встречаются конусы птеропод довольно хорошей сохранности, обломки щитков трилобитов, створки брахиопод. Кровля пластов бывает неровной и часто покрыта тонкой ожелезненной коркой.

Под микроскопом эти породы представляют собой серый микрозернистый кальцит, по которому равномерно и в большом количестве разбросаны более крупные (до 0,05 мм) кристаллы светлого доломита, главным образом ромбической формы. Светлых кристаллов так много, что часто они соприкасаются друг с другом. В породе много остроугольных, реже округлых, несомненно обломочных, зерен кварца размером до 0,06 мм.

Отмечается большое количество мелких кубических зерен и стяжений пирита, неравномерно распределенного по породе. Сгущенные участки пирита и создают описанные выше серые пятна. Стяжения пирита имеют форму линзовидных прослоек (длиной до 1,5 и толщиной до 0,1 мм) и ориентированы параллельно друг другу, образуя некоторое подобие слоистости. Как стяжения пирита, так и отдельные его зерна, как правило, окружены коричнево-бурой каймой. Порой встречаются крупные перекристаллизованные обломки фауны.

Порода содержит 14—30% кальцита, 45—50% доломита и 20—30% нерастворимого остатка (табл. 9).

Таблица 9

Химические анализы глинистых известковистых доломитов журиинского подъяруса

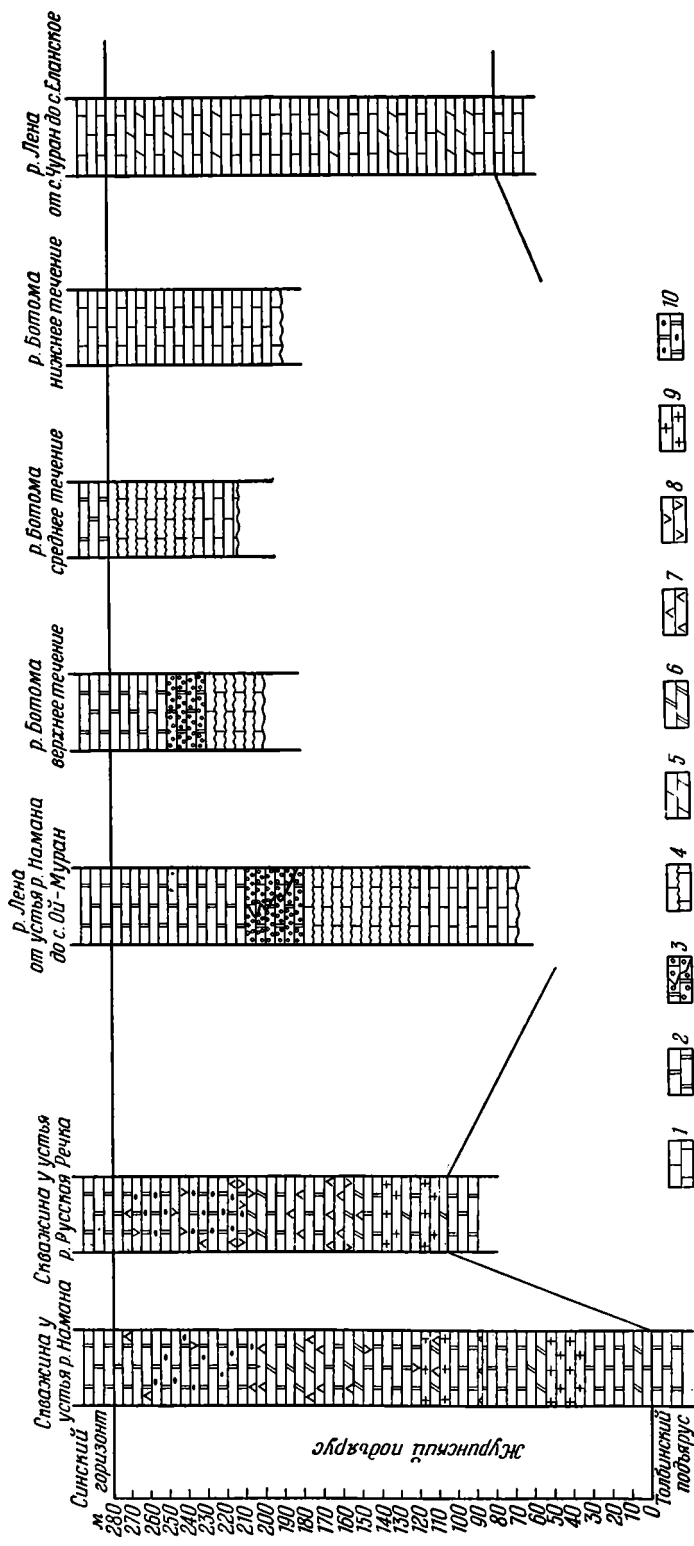
Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Лена	14,20	1,60	35,52	8,62	37,75	97,69	40,92	41,40
»	14,72	1,20	34,93	9,95	38,05	98,85	37,76	45,27
»	30,08	1,84	21,92	13,01	30,75	97,60	15,21	49,51
»	32,00	1,68	22,72	11,30	29,35	97,05	14,31	48,33

Механический анализ нерастворимого остатка показал, что основную его массу (75—80%) составляют частицы <0,01 мм, около половины которых (45—48%) <0,001 мм. Тяжелые минералы составляют лишь 0,04—0,07% от веса крупной фракции (>0,01 мм).

Условия образования пород журиинского подъяруса

Типы пород журиинского подъяруса распределены по разным фаціальным областям в различных соотношениях (рис. 9). В восточной области повсюду наблюдаются чередующиеся слои глинистых доломитистых, слабоглинистых, афанитовых и органогенных известняков. При этом яркочерные и бурые глинистые доломитистые известняки преобладают в нижней части свиты, где они слагают пласты мощностью до 3—4 м. Вверх по разрезу мощность пластов глинистых доломитистых известняков уменьшается, содержание терригенного материала в них заметно падает, и в верхах свиты они практически исчезают, уступая место слабоглинистым и афанитовым известнякам. В противоположность глинистым, афанитовым известнякам, образующие в низах свиты редкие прослойки толщиной 15—20 см, в верхней части становятся более частыми и образуют слои до 0,5—0,8 м мощности. Органогенные известняки, которые, как уже указывалось, на разных стратиграфических горизонтах свиты претерпевают существенные изменения, на каждом этапе являются важным членом общего комплекса. В самой верхней части разреза, выделяемой некоторыми исследователями под названием переходной свиты, красно-бурая окраска пород сменяется грязнозеленой и появляется незначительное количество глинистых известковистых доломитов, обогащенных пиритом.

В более западных районах, на условной границе восточной и центральной фаціальных областей, указанные выше породы начинают



Фиг. 9. Схема изменения разрезов журинского подъяруса:

1 — известняк; 2 — доломит; 3 — оолитовый известняк и доломит; 4 — порфиroidный доломитистый известняк; 5 — глинистый известняк; 6 — доломит; 7 — ангидрит; 8 — гипс; 9 — соль; 10 — кремни в доломитах.

вытесняться пятнистыми доломитистыми известняками. Последние образуют вначале редкие 10—15-см прослойки среди пестроокрашенных пород восточной фациальной области. По мере прослеживания толщи по направлению к западу количество прослоев пятнистых доломитистых известняков в ней увеличивается, появляются пачки этих пород толщиной 1—2 м, а далее к западу до 10—20 м. Одновременно резко сокращаются в мощности и на сравнительно небольшом расстоянии полностью исчезают из разреза глинистые доломитистые, слабоглинистые и органогенные известняки. Так возникает 60-м толща пятнистых доломитистых известняков с редкими 20-см прослоями афанитовых известняков («нохоройская пачка»). Еще западнее, в районе ручья Джаркан на р. Ботома, в верхней части этой толщи появляются оолитовые известняки, которые на коротком расстоянии (20—30 км) приобретают значительную мощность и нацело замещаются оолитовыми доломитами. Эта толща массивных грубо-косослоистых оолитовых пород, мощность которой изменяется в пределах от 8—10 до 60—80 м («чуранская пачка»), а также пятнистые доломитистые известняки («нохоройская пачка») и представляют собой отложения следующей — центральной — фациальной области, в западной части которой среди оолитовых доломитов появляются мощные пласты крупнокристаллических пористых доломитов.

Осадки третьей — западной — фациальной области представлены чередующимися слоями крупнокристаллических пористых и пелитоморфных доломитов, причем общая суммарная мощность тех и других в более восточных разрезах области приблизительно одинакова. К западу картина несколько меняется: пелитоморфные доломиты приобретают яркую «пестроцветную» окраску и начинают господствовать в разрезе; содержание глинистого терригенного материала в них заметно увеличивается; в значительных количествах появляются гипс, ангидрит, каменная соль. Так, в разрезе Русско-Реченской скважины гипс и ангидрит отмечены как в виде включений и прожилков, так и в виде слоев мощностью по несколько метров. Каменная соль образует пласты мощностью до 8 м и содержится в кавернах среди доломитов.

Попытаемся представить себе ту обстановку, которая привела к образованию пород журиинского подъяруса во всех трех фациальных областях.

В восточной фациальной области подъярус нацело сложен известняками, причем почти во всех породах обнаружено обилие остатков разнообразных морских организмов — как донных (археоциаты, водоросли, трилобиты), так и планктонных (птероподы). Это, несомненно, указывает на то, что мы имеем дело с отложениями морского бассейна с благоприятными для развития разнообразных организмов условиями газового режима и солености — иными словами, с отложениями нормального (для нижнекембрийского времени) открытого моря. Чередование различных по степени глинистости пород указывает на периодическое поступление в этот бассейн терригенного материала, который практически целиком (98%) представлен мельчайшими ($< 0,01$ мм) пелитовыми частицами.

Некоторые указания на глубину этого бассейна могут дать присутствие эпифитоновых водорослей, а также тот факт, что в области развития археоциатовых биогермов и в слоях с единичными кубками археоциат последние находятся в беспорядочном, часто горизонтальном, «лежащем» положении. Несомненно, археоциаты были опрокинуты движениями воды. Эти волнения, однако, были недостаточно сильными для того, чтобы разрушать скелеты археоциат, которые встречаются почти исключительно в виде цельных экземпляров. Подобные условия, характерные своим однообразием на большом протяжении, могли сложиться на пологом и обширном шельфе нижнекембрийского моря в непосредственной близости к нижней границе зоны взмучивания, на глубине 30—50 м.

Археоциатовые биогермы начинали свое развитие в момент отложения слабоглинистых известняков, на поверхности которых можно наблюдать зачатки биогермов высотой до 4—5 см, во время же отложения глинистых доломитистых известняков биогермы либо вообще заканчивали свое развитие, либо резко уменьшались по площади. Повидимому, в это время замедлялся (если не прекращался вовсе) и их рост. Все это с несомненностью говорит о том, что периоды отложения глинистых доломитистых известняков были наименее благоприятными для роста археоциатовых биогермов.

Вверх по разрезу наблюдаются уменьшение глинистости и последовательная смена типов биогермов. Мелкие медленно развивающиеся археоциатовые биогермы в основании свиты сменяются более крупными биогермами Ой-Мурана, а выше по разрезу к археоциатам присоединяются эпифитоновые водоросли, которые в дальнейшем почти совершенно вытесняют археоциаты. Следует отметить, что если в основании свиты встречаются главным образом горизонтально лежащие, поваленные волнением кубки археоциат, то в верхней части свиты (среди водорослевых биогермов, особенно на Ботоме) археоциаты погребены в прижизненном вертикальном положении, свидетельствующем о захоронении в спокойной воде. В кровле свиты (грязнозеленые переходные слои) водоросли совершенно исчезают и в большом количестве появляется пирит. Смена окраски вызвана, повидимому, разложением и образованием рассеянного пирита. Подтверждение этому можно видеть в том, что породы вышележащей синской свиты, в которые постепенно переходят «переходные» слои пестроцветной свиты, в первую очередь характеризуются высоким содержанием сингенетического органического вещества.

Весьма вероятно, что все эти изменения вызваны постепенным углублением дна бассейна и затоплением суши, дававшей красный глинистый материал. Сокращение поступления глинистого материала послужило причиной того, что эпифитоновые водоросли, будучи, повидимому, более чувствительными к содержанию глинистого вещества в воде, чем археоциаты, в благоприятных условиях начали бурно развиваться. Однако дальнейшее углубление бассейна прекратило существование и эпифитоновых водорослей.

В западной фациальной области надежным индикатором существовавших условий осадкообразования являются галогенные породы: гипс, ангидрит, соль. Слои и включения этих пород достоверно свидетельствуют о существовании здесь водоема типа резко осолоненной лагуны в засушливом климате. В условиях повышенной солености осаждались и пелитоморфные доломиты. Эти породы, отличающиеся чистотой состава, плотностью, а также большой однородностью и тонкозернистостью слагающих их зерен доломита, трудно представить себе образовавшимися иначе, как в результате выпадения мельчайших кристалликов доломита непосредственно из воды и последующего накопления этих кристалликов на дне водоема вместе с приносимым с берега тонким глинистым материалом. Иными словами, пелитоморфные доломиты, так же как и галогенные породы, являются хемогенным осадком, несколько загрязненным поступающим в бассейн глинистым терригенным материалом. Прямых указаний относительно глубины лагунного водоема этой области в породах нет.

Гораздо сложнее была обстановка осадконакопления в центральной фациальной области. Здесь нет таких неопровержимых доказательств, как, скажем, обилие разнообразной фауны в области нормально-соленого моря или присутствие галогенных пород в области осолоненной лагуны. Однако кое-какие определенные выводы все-таки можно сделать на основании рассмотрения наиболее характерных для этой фациальной области:

пород: пятнистых доломитистых известняков и оолитовых известняков и доломитов.

При анализе взаимоотношений кальцита и доломита в шлифах пятнистых доломитистых известняков обращает на себя внимание то обстоятельство, что скопления крупных ромбоэдров доломита, составляющие доломитовые включения, находятся среди микрозернистого, почти не затронутого перекристаллизацией афанитового известняка. На слабодоломитных участках, где ромбоэдры доломита несколько рассеяны и не образуют сплошной мозаики, особенно четко виден вмещающий микрозернистый кальцит, иногда с «трубочками» из скрытозернистого карбоната, иногда с расплывчатыми сгустками, но всегда без каких бы то ни было следов изменения кальцита на границе с доломитом. Такая структура могла образоваться в стадии диагенеза при перераспределении в осадке доломита, выпавшего непосредственно из воды (как это будет объяснено в соответствующем разделе). Как известно, доломитовое вещество в осадке обладает большой диагенетической подвижностью и способностью стягиваться в процессе диагенеза в отдельные линзы и конкреции неправильной формы (Страхов, 1956). Повидимому, именно такой процесс, приведший к образованию мелких причудливых пятен доломита, имел место в неоднородном по вещественному составу осадке (смесь кальцита и доломита), преобразованном впоследствии в пятнистые доломитистые известняки. Неоднородность осадка могла явиться следствием постоянно меняющейся солености водоема, периодически повышавшейся до условий, благоприятных для садки доломита.

При рассмотрении оолитовых пород прежде всего следует отметить черты, общие как для оолитовых известняков, так и для оолитовых доломитов: строгую сортировку оолитов по величине, присутствие среди оолитов карбонатных галечек (песчинок) таких же размеров и, наконец, коую слоистость, обычно достаточно четко различимую в пластах оолитовых пород. Склонность оолитов к строгой сортировке видна хотя бы из того, что в случае разных по величине ядер оолитов меньшее ядро имеет большее число концентрических оболочек, а карбонатная песчинка близкой к размерам оолитов величины лишена концентрических оболочек вообще. Все это свидетельствует об образовании рассматриваемых карбонатных оолитов в условиях быстро движущейся воды, вероятнее всего в мелководьи. Повидимому, оолиты находились в движущейся воде во взвешенном состоянии, наращивая оболочку за оболочкой до тех пор, пока не достигали определенных размеров, уже не позволявших оолиту находиться во взвеси. Эта же движущаяся вода образует из осевших на дно оолитов косонаслоенные пласты, в которых оолиты выполняют общую роль с песчинками равной размерности.

Возникает вопрос: почему при совершенно сходных условиях формирования в одних случаях образовывались оолитовые известняки, а в других — оолитовые доломиты? То обстоятельство, что оолитовые известняки и доломиты являются частями одной толщи оолитовых пород, казалось бы, говорит в пользу вторичной доломитизации горизонта, первоначально нацело сложенного оолитовыми известняками, тем более, что среди последних часто можно наблюдать следы доломитизации. Однако более детальное изучение оолитовых пород (главным образом в шлифах) явно противоречит этому выводу. Сравнительно редкие случаи доломитизации оолитовых известняков объясняются тем, что ромбоэдры доломита прежде всего развиваются в цементе этих пород. Наблюдались случаи, когда доломит в виде редких ромбических кристаллов обнаруживался в периферических частях оолита. Но во всех случаях прокрашивание шлифов определенно указывало на то, что оолиты и их ядра сложены микрозернистым кальцитом. Совершенно другая картина выявляется

при рассмотрении шлифов оолитовых доломитов. В этом случае, несмотря на отсутствие явных следов концентрического строения, все оолиты и их более мелкозернистые (часто скрытозернистые) ядра являются нацело доломитовыми. Чистота состава породы подтверждается и химическими анализами, как правило, выявляющими содержание кальцита в оолитовых доломитах в количестве менее 4%. Как показало прокрашивание шлифов, мы имеем здесь дело только с вторичным крупнокристаллическим кальцитом, выполняющим поры породы. К сказанному следует добавить, что оолитовые известняки располагаются почти исключительно по восточной границе центральной фациальной области, поблизости от области открытого моря нормальной солености.

Итак, известковые оолиты почти не поддаются доломитизации, а оолитовые доломиты отличаются чистотой химического состава; оолитовые известняки тяготеют к восточной фациальной области, для которой характерны отложения нормально-соленого открытого моря, а оолитовые доломиты, наоборот, территориально близки к западной фациальной области, где развиты отложения, образующиеся в условиях резко осолоненной лагуны. Все это дает основание предполагать, что мы имеем дело не с вторичной доломитизацией оолитовых известняков, а с первичными оолитовыми доломитами, отложившимися в условиях повышенной солености. Общей для этих двух типов пород была лишь гидродинамическая обстановка бассейна — мелководье с быстро движущейся водой. Разница же в химизме воды, обусловленная различной степенью солености, привела в образованию в одном случае — оолитовых доломитов, в другом — оолитовых известняков.

Суммируя все изложенное о пятнистых доломитистых известняках и оолитовых известняках и доломитах, можно в самых общих чертах дать характеристику водоема, в котором накапливались эти осадки. Вероятнее всего, это была широкая полоса мелководья, граничащая с одной стороны с открытым морем нормальной солености, а с другой стороны — с водоемом типа осолоненной лагуны. Смешивание в этой полосе вод лагуны и нормально-соленого моря, происходившее в разных участках мелководья в разных соотношениях, вызывало значительные колебания солености, приводившие то к «разрешению», то к «запрещению» садки карбонатов магния. Этим, повидимому, и обусловлена неоднородность пятнистых доломитистых известняков. Последовавшая затем стабилизация условий несколько повышенной солености на большей части мелководного бассейна привела к образованию оолитовых доломитов, которые на участках, связанных с открытым морем, замещались оолитовыми известняками.

Глава IV

ЛИТОЛОГИЯ ЛЕНСКОГО ЯРУСА

В настоящей главе рассматривается мощная толща пород ленского яруса, представленная синской, кутургиновой, кетеминской и еланской свитами на востоке и пачкой битуминозных доломитов, толбачанской, олекминской и чарской свитами на западе. Во время образования этих свит на северном склоне Алданского массива продолжал существовать обширный лагунно-морской бассейн, в котором сохранялось наметившееся еще в алданском ярусе различие фациальных условий «западных» и «восточных» областей. На дне этого бассейна продолжали накапливаться карбонатные осадки.

Различия между «западными» и «восточными» областями выразились, прежде всего, в различии вещественного состава и структурных особенностей пород ленского яруса. Выделяется по меньшей мере 18 типов пород, различные сочетания которых придают той или иной свите характерный облик. Указанное число типов пород составляет три четких группы: известняки, доломиты и мергели¹. Среди известняков различаются: 1) афанитовые известняки, 2) афанитовые битуминозные известняки, 3) черные крупнокристаллические известняки, 4) черные сланцеватые известняки, 5) известняки с глауконитом, 6) сгустковые известняки, 7) обломочные известняки, 8) афанитовые известняки с доломитом, 9) доломитистые известняки. Среди доломитов выделены: 1) известковистые доломиты, 2) пелитоморфные доломиты, 3) крупнокристаллические пористые доломиты, 4) доломиты с глауконитом, 5) доломитовая брекчия, 6) доломитово-кремневые брекчии. Мергели представлены следующими разновидностями: 1) доломитовыми мергелями, 2) сланцеватыми алевритовыми мергелями, 3) окремнелыми сланцеватыми алевритовыми мергелями.

Ниже дано описание типов пород.

А. Известняки

Афанитовые известняки встречаются в западных разрезах толбачанской, олекминской и чарской свит, а в восточных разрезах довольно широко распространены среди кетеминской свиты. По существу,

¹ Огложения ленского яруса западного разреза по р. Лена, в верхних своих частях значительно удаленного от восточного разреза, автором настоящей работы детально не изучались. Поэтому соли, гипсы, ангидриты, ангидрито-доломиты и другие породы, присутствующие только в западном разрезе по р. Лена, здесь не рассматриваются. Породы, общие для всех разрезов, описаны главным образом по образцам с рек Амга и Ботома. Краткая характеристика этих пород на р. Лена дается в необходимых случаях по данным Н. А. Архангельской, любезно предоставленным ею автору для настоящей работы.

эти известняки не отличаются от афанитовых известняков пестроцветной свиты ни по внешним признакам, ни под микроскопом (табл. VI, 25) и чрезвычайно сходны с ними также по химическому составу.

Химические анализы афанитовых известняков ленского яруса (табл. 10) выявляют высокое содержание кальцита (93—98%) и ничтожные количества (до 3%) доломита и минерального нерастворимого остатка. Содержание органического углерода в этих породах не превышает 0,05%.

Таблица 10

Химические анализы афанитовых известняков ленского яруса

Свита	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Чарская	0,42	0,28	54,81	0,87	43,80	100,18	96,13	3,18
»	0,11	Не определялся	54,80	—	42,90	97,81	97,80	—
»	1,00	То же	54,07	0,07	42,50	97,64	96,31	0,33
Катеминская	Не определялся	» »	55,56	0,51	44,35	100,52	98,06	2,34
Толбачанская	1,84	0,28	54,38	0,40	42,85	99,75	97,05	—
»	2,84	0,24	53,34	1,16	42,61	100,19	93,52	3,11

Афанитовые битуминозные известняки развиты в разрезах синской свиты на реках Синяя, Лена (восточный разрез) и Ботома. Внешне это плотные породы темной кофейно-коричневой окраски, с раковистым изломом и битуминозным запахом при ударе. Они залегают плитами толщиной по 5—25 см с ровными, в редких случаях волнистыми, поверхностями напластования. При выветривании поверхности известняков становятся белыми или несколько желтоватыми.

Под микроскопом породы светлосерые, микрокристаллические, равнозернистые, с мелко мозаичной структурой. Несмотря на равнозернистость породы, размеры зерен кальцита колеблются в разных слоях от 0,005 до 0,02 мм. На монотонном светлосером фоне этих известняков изредка встречаются более крупные (до 0,03 мм) кристаллы кальцита, ромбики доломита и отдельные мелкие (до 0,01 мм) кубики пирита. В некоторых шлифах отмечены единичные, сильно перекристаллизованные известковые спиккулы губок.

По химическому составу (табл. 11) это чистые, иногда доломитистые, известняки с содержанием органического углерода от 0,10 до 0,25%.

Органическое вещество, обуславливающее кофейно-коричневую окраску и битуминозный запах, обычно распределяется в породе весьма равномерно и под микроскопом представляет собой прозрачные желто-оранжевые точечные включения между кристаллами кальцита. Однако некоторые прослойки составляют исключение. Так, в одних пластах наблюдается неполное «пропитывание» прослойка органическим веществом, вследствие чего порода приобретает неравномерную по интенсивности окраску со светлыми, не содержащими органического вещества участками; в других пластах, наоборот, на равномерно окрашенном коричневом фоне отчетливо выделяются черные, причудливые по очертаниям пятна участков, интенсивно пропитанных органическим веществом. В последнем случае под микроскопом отмечалась слабая желтизна однородного равнозернистого поля шлифа.

Химические анализы афанитовых битуминозных известняков левского яруса

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	C _{орг}	Сумма	Кальцит	Доломит
Синяя	0,98	0,24	49,17	5,50	44,60	0,15	100,64	74,11	25,16
»	0,90	0,22	53,86	0,99	43,50	0,19	99,66	93,64	4,57
Лена	0,38	0,22	55,02	0,70	44,03	0,14	100,49	96,44	3,22
»	0,68	0,34	49,17	5,26	44,05	0,20	99,70	75,37	22,84
»	0,32	0,20	53,52	1,15	43,37	0,15	98,71	92,69	5,29
»	0,66	0,28	54,76	1,02	42,60	0,26	99,58	97,72	Нет
Ботома	0,70	0,50	54,42	1,16	43,95	0,22	100,95	95,61	2,76
»	1,50	Нет	54,28	1,05	43,72	0,19	100,74	94,26	4,79
»	1,00	0,50	52,45	2,10	44,35	0,09	100,49	88,39	9,60
»	1,40	Нет	54,56	0,70	43,50	0,16	100,32	95,77	2,93
»	1,15	0,55	51,82	2,91	43,83	0,11	100,37	85,26	13,30
»	0,85	0,35	48,83	4,40	44,45	0,11	98,99	74,97	22,46

Афанитовые битуминозные известняки являются основной породой разрезов рек Синяя, Лена и Ботома. При этом на Лене и Синеи изредка встречается разность яснозернистых тонкокристаллических известняков с размерами слагающих их мозаичных зерен кальцита от 0,04 до 0,06 мм. С другой стороны, в ряде шлифов афанитовых известняков из разреза Ботомы приходилось наблюдать некоторое (неодинаковое) количество мелких округлых сгустков серого микрозернистого кальцита. Эти сгустки, как увидим ниже, являются весьма характерными образованиями для других типов пород — для черных сланцеватых известняков свиты и для сгустковых известняков горизонта битуминозных доломитов. Таким образом, на Ботоме удастся наблюдать переходные разности между резко различными на первый взгляд породами.

Черные крупнокристаллические известняки развиты в синском горизонте на реках Мая и Иникан. Внешне они черные, плотные, равномернозернистые. Кристаллы кальцита, слагающие известняки, четко видны даже без лупы. Порода имеет мраморовидный облик и при ударе издает резкий битуминозный запах.

Под микроскопом порода представляет собой яснозернистый крупнокристаллический известняк с мозаичной структурой (табл. VI, 26), с зернами кальцита размером до 1 мм. Встречаются редкие мелкие (до 0,02 мм) зерна терригенного кварца и скопления точечных включений пирита.

В некоторых шлифах отчетливо видно, что яснозернистые черные грубокристаллические известняки образовались в результате перекристаллизации более мелкозернистых пород. В таких шлифах в проходящем свете видна микрокристаллическая (0,01—0,02—0,03 мм) мозаичная структура, весьма сходная со структурой описанных выше афанитовых известняков, в то время как поляризованный свет на этом же месте вскрывает мозаику крупных (0,8—1,2 мм) кристаллов кальцита с едва намекающей спайностью. Таким образом, можно предполагать, что грубокристаллические известняки, играющие значительную роль в разрезах Май и Иникана, образовались в результате перекристаллизации афанитовых известняков.

По химическому составу это известняки с повышенным содержанием минерального нерастворимого остатка (5—15%) и органического углерода (1—2%).

Таблица 12

Химические анализы крупнокристаллических известняков ленского яруса

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	C _{орг}	Сумма	Кальцит	Доломит
Мая	14,28	0,20	42,89	3,27	36,21	1,86	98,71	67,43	14,94
»	3,60	0,20	52,00	0,81	41,67	1,76	100,04	90,78	3,70
Иникан	10,40	0,66	48,28	0,72	37,60	0,93	98,59	86,16	Нет

Черные сланцеватые известняки встречаются в разрезах синской свиты по рекам Сняя, Лена и Ботома. Они обладают темносерой, почти черной окраской, шероховатым изломом и сланцеватостью. Содержание органического вещества в них высокое: в ряде случаев оно составляет 25% (17,2% органического углерода) от веса породы. Подобные разности горят на огне спички желтым коптящим пламенем. Органическое вещество располагается в виде нитевидных и каплевидных включений, ориентированных строго параллельно друг другу (табл. VI, 27) и создающих в породах слоистость, а в ряде случаев и сланцеватость, под которой подразумевается способность породы при выветривании или при ударе расщепляться на тонкие пластинки. Это привело к тому, что черные сланцеватые известняки, характерные для свиты, стали в литературе именоваться «битуминозными сланцами», «горючими сланцами» и т. п.

Нами установлена прямая зависимость сланцеватости пород синской свиты от содержания в них органического вещества. Так, темнокоричневые листоватые известняки содержат свыше 20% органического вещества (пересчет сделан умножением количества органического углерода на 1,727). В черных известняках, расщепляющихся на грубооскольчатые пластинки с острыми «рваными» краями, количество органического вещества колеблется от 6 до 15%. В серых известняках, с большим трудом раскалывающихся на шероховатые пластинки толщиной 1,5—2 мм, C_{орг} составляет от 1 до 6%. В известняках с содержанием органического вещества меньше 1% никакой сланцеватости уже не наблюдается.

Под микроскопом в шлифах черных сланцеватых известняков отчетливо выделяются две разности: известняки с большим количеством спикул губок и известняки со сгустками, в которых основную массу породы составляют комочки серого микрозернистого карбоната.

Известняки с большим количеством спикул губок сложены серым микрозернистым (с зернами размером до 0,01 мм) кальцитом, в котором во множестве «плавают» более крупные (до 0,1 мм) отдельные зерна светлого кальцита и спикулы губок — в подавляющем большинстве известковые. Спикулы, в большинстве своем однолучевые, распределены в породе равномерно (хотя никакой ориентировки в их расположении нет) и составляют до 20% площади шлифа. Известковые спикулы в значительной степени перекристаллизованы, и внешняя граница их обычно расплывчатая. Встречающиеся среди известковых кремневые спикулы, наоборот, обладают четкими границами (табл. VII, 28).

Кроме спикул губок, в породе встречаются отдельные крупные и мелкие обломки щитков трилобитов, створок брахиопод и трубочки темносерого скрытозернистого карбоната с наружным диаметром около 0,012 мм и внутренним — около 0,009 мм. Трубочки бывают вытянутые, слегка изогнутые, беспорядочно закрученные в тесный клубок и, наконец, свернутые в винтовую спираль правильной цилиндрической формы. Эти образования, впервые описанные Е. А. Рейтлингер (1948), отнесены ею к фораминиферам (?) и названы соответственно *Syniella*, *Glomovertella* и *Obruchevella* (табл. VII, 30).

Пирит в породе встречается в заметных количествах и распределен весьма неравномерно. Наблюдается он обычно как присыпка мелких (0,006 мм) кубиков в цементе породы — в одних случаях довольно густо, в других сильно разреженно. Изредка встречаются стяжения пирита, не превышающие, однако, 0,03—0,04 мм. Иногда пирит замещает часть кальцита или кремнезема в спикулах губок (табл. VII, 28).

Микрозернистый кальцитовый цемент породы обычно пропитан прозрачным желто-оранжевым органическим веществом, которое местами образует бесформенные включения размером около 0,1 мм, равномерно распределенные по шлифу.

Довольно часто можно наблюдать мелкие (0,01—0,02 мм) зерна вторичного кварца, форма которых идентична форме кристаллов карбонатов. Зерна эти, как правило, располагаются далеко отстоящими друг от друга кучками из 3—8 тесно прижатых друг к другу зерен, пространство между которыми часто заполнено густокоричневым полупрозрачным органическим веществом. В ряде случаев можно видеть, что кварц замещает часть кристалла кальцита: единое в параллельных николях зерно при включении анализатора оказывается частью кварцевым, частью карбонатным.

Никаких зерен обломочного кварца или других терригенных частиц в шлифах не найдено. Пелитовый материал, вероятно, присутствует, но не обнаруживается из-за своей дисперсности.

Известняки со сгустками сложены в основном округлыми серыми комочками (сгустками) скрытозернистого CaCO_3 размерами от 0,04 до 0,1 мм. Сгустки имеют относительно четкие границы, почти не соприкасаются друг с другом, а пространство между ними заполнено мозаикой светлых кристаллов кальцита размерами до 0,1 мм. Фораминиферы (?), присыпки пирита и кучки зерен вторичного кварца встречаются так же, как и в предыдущей разности. Обломки щитков трилобитов, створок брахиопод и спикулы губок в известняках со сгустковой структурой очень редки (табл. VII, 29 и 30).

Известняки со сгустками содержат полупрозрачное темнокоричневое органическое вещество, которое образует нитеобразные или удлинено-капельвидные включения между крупными кристаллами, цементирующими сгустки. Включения эти обычно строго ориентированы параллельно друг другу и создают впечатление четкой микрослоистости (табл. VI, 27).

Описанные разности черных сланцеватых известняков связаны между собой настолько тесно, что часто их можно наблюдать вместе в одном и том же шлифе. Переход известняков со сгустками в известняки со спикулами заключается в том, что сгустки теряют свою отчетливость и как бы «распадаются», а в получившейся массе скрытозернистого серого кальцита в большом количестве появляются спикулы губок и обломки раковин трилобитов и брахиопод.

В табл. 13 приведены данные химических анализов черных сланцеватых известняков.

Как видно из табл. 13, основным компонентом черных сланцеватых известняков является кальцит. Количество доломита обычно не превышает 8%, минеральный нерастворимый остаток составляет 4—8%, а со-

Химические анализы сланцеватых известняков

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сорг	Сумма	Кальцит	Доломит
Синяя	6,60	0,28	47,12	1,62	38,80	3,20	97,62	80,05	7,44
»	7,60	0,40	47,23	0,99	38,10	4,02	98,34	81,99	4,27
»	8,06	0,58	43,75	1,20	35,35	8,02	96,96	75,79	4,24
»	7,48	0,36	45,84	1,79	37,95	4,98	98,40	77,38	8,18
»	6,38	0,42	46,11	1,18	37,85	5,92	97,86	79,38	5,40
Лена	4,80	0,58	50,55	1,42	41,22	1,48	100,05	87,70	6,49
»	3,92	0,40	49,19	1,04	39,40	2,70	96,65	85,97	3,35
»	0,80	0,26	52,77	0,81	42,30	1,81	98,75	92,17	3,68
»	4,18	0,26	50,66	1,74	41,50	0,57	98,91	86,68	6,87
»	7,71	1,14	36,77	0,75	28,70	17,42	92,49	65,62	Нет
Ботома	5,90	0,50	50,34	1,05	40,63	0,96	99,38	87,23	4,79
»	6,20	Нет	49,64	1,40	40,60	1,07	98,91	85,10	6,41
»	4,65	0,35	49,15	2,38	41,14	0,73	98,40	81,92	10,70
»	9,80	0,35	47,04	1,16	38,14	1,42	97,91	81,25	5,03
»	5,15	0,25	49,53	2,30	40,82	1,09	99,14	83,97	8,18

держание органического углерода колеблется от 0,5 до 17,2%. Поскольку в породе содержится много аутигенного пирита, вторичного кварца и кремневых спикул губок, есть основания предполагать, что некоторая, возможно значительная часть минерального нерастворимого остатка приходится на долю этих образований. Кроме того, в общее количество минерального нерастворимого остатка входит и зола органического вещества, оставшаяся в нерастворимом остатке после прокаливании. Таким образом, за процент терригенного материала нельзя без оговорок принять даже те небольшие цифры минерального нерастворимого остатка, которые определены путем химического анализа.

Черные сланцеватые известняки, являющиеся наиболее характерными породами синской свиты, распространены в разрезах рек Лена, Синяя и Ботома, где они чередуются с коричневыми афанитовыми известняками. При этом на реках Лена и Синяя черные сланцеватые известняки образуют пласты мощностью до 4 м в средней части свиты, в разрезе же р. Ботома они играют весьма незначительную роль, составляя 5—15-см прослойки и редко пласты толщиной около 1 м среди гораздо более мощных пластов афанитовых известняков. Это как бы «хвосты» мощных пачек сланцеватых известняков, развитых на Синей и Лене. Следует еще добавить, что в разрезе р. Ботома особенно распространены сгустковые разности черных сланцеватых известняков, в то время как известняки со спикулами губок встречаются довольно редко.

Известняки с глауконитом распространены исключительно в еланской свите восточного разреза. Они почти белые, плотные, с неровным, искрящимся изломом; залегают слоями по 5—15 см толщиной и содержат в большом количестве остатки разнообразных организмов, главным образом трилобитов и археоциат. Сохранность фауны обычно очень хорошая. Глауконит встречается отдельными зернами в неодинаковом для разных прослоев количестве. Местами наблюдаются тонкие

обогащенные глауконитом примазки на поверхностях напластования. Под микроскопом отчетливо видна органогенно-обломочная структура этих пород. В большом количестве встречаются обломки щитков трилобитов, створок брахиопод, кубков археоциат, эпифитоновые водоросли. Все разнообразие органических остатков можно наблюдать в одном и том же шлифе. Обломки фауны имеют разные размеры, не перекристаллизованы и лишены какой бы то ни было ориентировки. Цементирует их мозаика светлых кристаллов мелкозернистого кальцита, в которую включены зерна глауконита. Последний имеет яркозеленую, очень чистую окраску, нередко причудливую, с выступами и впадинами, форму и четкие очертания (табл. VII, 31). Наибольшие размеры зерен $0,2 \times 0,6$ мм. Изредка встречаются мелкие кубики неокисленного пирита. Химические анализы этих пород (табл. 14) показывают содержание около 98% кальцита, до 1,8% доломита и около 0,5% минерального нерастворимого остатка.

Таблица 14

Химические анализы известняков с глауконитом

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	CaCO ₃	MgCO ₃	Кальцит	Доломит
Еланская свита	0,36	98,80	0,84	97,80	1,84
» »	0,56	98,60	0,84	97,60	1,84
» »	0,33	99,00	0,67	98,21	1,46

Сгустковые известняки развиты почти исключительно в породах пачки битуминозных доломитов по рекам Лена и Толбачан. Это темнокоричневые плотные, иногда тонковолнистослоистые, афанитовые известняки, залегающие массивными плитами среди крупнокристаллических и пелитоморфных доломитов. В шлифе порода состоит из сгустков скрытозернистого кальцита, содержащихся в микрозернистом кальцитовом цементе (табл. VII, 32). Кое-где известняки сложены однородным микрозернистым кальцитом. Сгустки не одинаковы по форме и величине, но преобладают округлые, размером до 0,05 мм. Границы сгустков нечетки. Цемент представляет собой светлую мозаику зерен CaCO₃ размерами до 0,02 мм. По породе неравномерно рассеяны четкие ромбоэдри доломита, которые затрагивают как цемент, так и сгустки. Химические анализы (табл. 15) показывают примесь доломита в количестве до 27% и не более 0,15% органического углерода.

Таблица 15

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	С _{орг}	Сумма	Кальцит	Доломит
Лена (западный разрез)	1,04	0,28	54,81	0,55	43,59	0,03	100,30	96,44	2,52
Толбачан	1,12	0,34	49,86	3,71	43,10	0,12	98,25	77,92	16,69
»	1,79	0,24	47,37	6,00	43,70	0,08	99,18	69,68	27,37
Ботома (среднее течение)	0,76	0,20	55,02	0,36	43,35	0,09	99,78	97,79	0,74
То же	2,48	0,20	53,56	0,80	42,40	0,22	99,66	94,75	1,55

На Лене и Толбачане густковые известняки составляют не более 30% пород разреза. При этом к югу и юго-западу количество их заметно уменьшается. Так, в верховьях Ботомы густковые известняки наблюдаются лишь в виде отдельных маломощных прослоек, а в разрезе р. Амга они уже вовсе отсутствуют.

Обломочные известняки распространены главным образом в породах еланской свиты восточного разреза, где образуют хорошо выдержанные пласты мощностью до 0,5—1,0 м. Это светлосерые породы с неровным, шероховатым изломом, на котором отчетливо видно, что они состоят из большого количества мелких (до 3 мм) известковых песчинок. Встречаются и отдельные «плавающие» более крупные (до 8 см) включения серого известняка, нередко плохо окатанные, неправильных угловатых очертаний. Под микроскопом мелкие известковые песчинки представляют собой неправильно-округлые, часто асимметричные, хорошо окатанные тела серого микрозернистого кальцита размером от 0,2 до 1,5 мм; эти песчинки, не соприкасаясь одна с другой, расположены в цементе без всякой сортировки и ориентировки. Границы песчинок в одних случаях очень четки, в других — несколько корродированы. Цементирует эти тела тонкокристаллический (0,02—0,04 мм) кальцит мозаичной структуры. Химическим анализом этих пород выявлено содержание 90% кальцита, около 9% доломита и несколько больше 1% минерального нерастворимого остатка.

В обнажениях нижней части куторгиновой свиты на р. Ботомы встречается другая разновидность обломочных известняков, значительно обогащенных обломками раковин морских животных (главным образом трилобитов) и местами переходящих в трилобитовые ракушники. Редкие карбонатные гальки в этой породе достигают 2 см в диаметре. Обломки раковин и мелкие известковые галечки обычно хорошо отсортированы, на выветрелой поверхности иногда четко видна косая слоистость. Эти породы образуют выклинивающиеся в обе стороны линзовидные пропластки, не превышающие 50 м по простиранию и мощностью до 20—25 см.

Афанитовые известняки с доломитом широко распространены в нижней половине кетеминской свиты. Породы весьма сходны с пятнистыми доломитистыми известняками пестроцветной свиты (см. стр. 43) и, так же как последние, представляют собой плотные афанитовые известняки с тонкими (в доли сантиметра, редко до 1,5—2 см) извилистыми прослойками известковистого доломита. Часто слои известняка мощностью 10—15 см приобретают своеобразное «брекчиевидное» (пятнистое) строение: светлосерые, почти белые линзовидные «лепешки» известняка выглядят как бы сцементированными желтым и красновато-желтым известковистым доломитом (табл. VII, 33). В линзовидных «лепешках» известняков в таких прослоях встречаются сферические кремневые включения в виде шариков диаметром до 1,5—2 мм; порой включения срастаются в своеобразные «цепочки» и «гроздьи», отчетливо видимые на поверхности выветривания. В некоторых редких прослоях в большом количестве обнаружены сферические, несколько сплюснутые по вертикали, известковые конкреции радиально-лучистого строения, диаметром до 12 см. Развитие радиально-лучистых кристаллов кальцита идет от поверхности конкреции к центру ее. Это видно на примере целого ряда конкреций, процесс образования которых остался незавершенным. В таких конкрециях четкость радиально-лучистых кристаллов в направлении к центру пропадает, а в середине находится совершенно такая же, как и вмещающая конкреция, порода. Химический состав конкреций (табл. 16) ничем не отличается от химического состава вмещающей породы.

Под микроскопом видно, что светлые афанитовые известняки сложены однотонным светлосерым микрокристаллическим кальцитом, в котором

Химические анализы афанитовых известняков с доломитом

Свита	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Толбочанская	Ботома	0,75	0,35	48,19	6,47	44,80	100,56	70,20	29,10
Кегеминская	Лена	0,80	0,44	53,82	1,30	43,57	99,93	93,00	5,62
»	Лена	0,44	0,12	54,53	0,78	43,35	99,22	94,44	3,56
»	Лена ¹	Не определялся		55,38	0,69	43,65	99,72	98,33	0,92
»	Лена ²	Не определялся		55,24	0,42	43,55	99,21	98,08	0,92

¹ Карбонатная конкреция.

² Порода, вмещающая конкрецию.

очень редко встречаются единичные почти не перекристаллизованные обломки щитков трилобитов. Сферические кремневые включения в шлифах имеют агрегатное строение, округлую форму и весьма неровную границу, похожую на контур чернильной кляксы; в некоторых включениях слабо намечается концентрическое строение. Иногда внутри включений наблюдаются мелкие карбонатные зерна. Прослойки известковистого доломита в светлых афанитовых известняках, сложенные равномернозернистым тонкокристаллическим (0,1—0,2 мм) прозрачным, с некоторым желтоватым оттенком, доломитом мозаичной структуры, выделяются в шлифах очень четко. Прокрашивание шлифов показало, что между кристаллами доломита остаются участки микрокристаллического кальцита. Эта порода, являющаяся разновидностью типа известковистых доломитов, более подробно рассмотрена ниже.

Доломитистые известняки составляют основную часть куторгиновой и олекминской свит, широко известных своими живописными останцами — «столбами» (табл. VIII, 34). Породы этого типа — плотные, афанитовые — обладают серой или коричневатой-серой окраской, раковистым изломом и иногда очень слабым битуминозным запахом. Залегают они слоями толщиной по 10—20 см; в слоях часто встречаются остатки (иногда цельные панцири) разнообразных трилобитов. Кроме того, в некоторых прослоях в большом количестве содержатся трубчатые тела диаметром 1—1,5 см, с небольшим каналом в центре. Эти «трубочки», — по всей вероятности, органического происхождения, — иногда переполняют пласты доломитистых известняков. Встречающиеся в таких пластах пятна известковистого доломита обычно не затрагивают «трубочек», а как бы «обтекают» их, образуя причудливые фигуры. Под микроскопом видно, что доломитистые известняки сложены серым равнозернистым микрокристаллическим карбонатом мозаичной структуры (табл. VIII, 35). Прокрашивание открытых шлифов выявляет, что основную массу этой мозаики составляют зерна кальцита, среди которых равномерно распределены отдельные, внешне ничем не отличающиеся от кальцитовых, зерна доломита (табл. VIII, 36). Обнаружить в шлифе эти зерна без прокрашивания почти невозможно. Доломитовые зерна распределены в породе то чаще, то реже. В соответствии с этим меняются и данные химического анализа, согласно которым породы содержат 80—95% кальцита, 5—27% доломита и 0,4—3% минерального нерастворимого остатка (табл. 17); содержание органического углерода не превышает 0,2%.

Химические анализы доломитистых известняков

Свита	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Куторгиновая	Лена	0,40	0,52	53,11	1,88	43,20	99,11	91,30	6,41
»	»	0,46	0,28	50,92	4,64	43,60	99,90	82,57	15,29
»	»	0,56	0,26	54,67	1,10	44,22	100,81	94,87	5,00
»	Ботома	2,07	0,29	50,66	2,37	42,80	98,19	84,52	10,85
»	»	2,94	0,35	51,24	1,86	42,70	99,09	86,82	8,51
»	»	0,81	0,24	50,08	2,76	43,55	97,44	82,52	12,62
»	»	0,42	0,28	48,00	5,91	44,35	98,96	70,98	27,04
Олекминская	Лена	0,52	0,32	50,10	5,50	44,30	100,74	78,06	20,91
»	»	0,80	0,28	50,83	4,23	44,65	100,79	80,21	19,35
»	»	0,72	0,20	53,40	2,33	44,45	101,10	89,51	10,67
»	»	0,76	0,24	49,99	4,87	43,85	99,71	78,68	19,40

Б. Доломиты

Известковистые доломиты, как уже упоминалось, образуют тонкие (в доли сантиметров, редко до 1,5—2 см) прослойки среди афанитовых известняков кетеминской свиты и более толстые, невыдержанные по толщине (1—2 до 3—5 см) прослойки и пятна среди доломитистых известняков куторгиновой и олекминской свит. Макроскопически известковистые доломиты желтовато-серые, желтые, иногда красновато-желтые, плотные, с шероховатым, искрящимся на солнце изломом. При микроскопическом изучении четко выделяются две разновидности: мозаичные известковистые доломиты и порфириовидные известковистые доломиты.

Мозаичные известковистые доломиты распространены главным образом в куторгиновой свите. Структура этих пород под микроскопом совершенно аналогична структуре описанных выше доломитистых известняков: все поле зрения занимает монотонная серая мозаика равновеликих карбонатных зерен, причем зерна доломита имеют совершенно такую же форму и размеры, как и зерна кальцита, и распределены по породе очень равномерно. Отличить кристаллы доломита от кристаллов кальцита, количество которого часто достигает 40% (табл. 18), удается только в прокрашенном шлифе.

По своим физическим свойствам мозаичные известковистые доломиты настолько близки к доломитистым известнякам, с которыми они чередуются, что породу невозможно расколоть точно по контакту. Характер излома мозаичных известняковых доломитов и доломитистых известняков совершенно одинаков, и граница между ними не оказывает на скл никакого влияния. Под микроскопом тоже нельзя уловить четкую границу между этими породами. В шлифах (при окрашивании) наблюдается лишь равномерное увеличение зерен доломита, в результате чего порода из доломитистого известняка постепенно переходит в известковистый доломит.

Совершенно по-иному выглядят под микроскопом *порфириовидные известковистые доломиты*, слагающие извилистые прослойки в афанитовых известняках кетеминской свиты. В этой породе доломит образует крупные (до 0,5 мм) правильные ромбоэдри, мозаика которых четко отличается от

Химические анализы известковистых доломитов

Свита	Местонахождение образца	Минеральный неразстворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Кутургиновая	Лена	1,45	0,66	37,99	14,64	44,80	99,54	33,70	62,83
»	»	1,26	0,40	38,46	14,30	45,60	100,02	33,58	64,60
»	Ботома	1,80	0,42	40,36	12,09	45,05	99,72	42,00	55,32
»	»	1,40	0,20	35,02	17,78	45,90	100,30	20,65	77,13
»	»	8,99	1,01	31,12	15,62	41,50	98,24	16,76	71,45
»	»	6,74	0,50	32,39	15,89	43,25	98,77	18,36	72,67
Олекминская	Лена	Не определялся	39,02	12,54	45,30	96,86	39,50	57,36	
»	»	0,80	0,20	36,21	16,83	46,63	100,67	23,17	76,37
»	»	0,34	0,16	41,12	13,34	46,10	101,06	41,90	57,97
»	»	0,32	0,24	42,60	11,49	45,70	100,35	48,09	51,46
Кетеминская	»	0,52	0,40	34,65	18,03	45,90	99,50	19,28	78,42
»	»	0,68	0,96	37,78	14,93	45,65	100,00	31,01	67,09
»	»	0,60	0,14	36,35	16,56	46,55	100,20	23,90	75,51

массы серого скрытозернистого (0,005—0,01 мм) кальцита без всякого прокрашивания (табл. IX, 37 и 38). Порфиривидные известковистые доломиты по своей морфологии и структуре весьма близки к прослойкам и пятнам известковистого доломита в пятнистых доломитистых известняках пестроцветной свиты. Как там, так и здесь пространство между ромбоэдрами доломита всегда бывает заполнено скрытозернистым кальцитом, количество которого в породе доходит до 30—35% (см. табл. 18). По тонким извилистым прослойкам порфиривидного известковистого доломита породе (афанитовый известняк) обычно хорошо раскалывается.

Известковистые доломиты, образующие пятна в породах олекминской свиты, являются как бы промежуточными между двумя описанными разностями.

Здесь переход от доломитистых известняков к известковистым доломитам так же постепенен, как и в случае мозаичных разностей, однако зерна доломита, слагающие пятно, несколько крупнее зерен кальцита, хотя и не образуют четких, правильных ромбоэдров.

Пелитоморфные доломиты широко распространены в породах пачки битуминозных доломитов, а также среди толбачанской и чарской свит и весьма сходны с пелитоморфными доломитами алданского яруса (см. стр. 46). Можно добавить только, что на поверхностях напластования тонких слоев пелитоморфных доломитов ленского яруса в разрезах по р. Амга можно часто наблюдать трещины усыхания, знаки ряби, следы ползания организмов и другие неровности. Результаты химических анализов пелитоморфных доломитов приведены в табл. 19; содержание органического углерода в породах не превышает 0,1%.

Крупнокристаллические пористые доломиты широко развиты в толбачанской и чарской свитах западных разрезов и в верхней части кетеминской свиты восточного разреза. Эти породы весьма сходны с одноименными породами пестроцветной свиты алданского яруса (см. стр. 46). Необходимо только добавить, что в ленском ярусе (особенно в толбачанской и чарской свитах) на поверхностях выветривания пород в ряде случаев отчетливо видно их водорослевое происхождение.

Химические анализы пелитоморфных доломитов

Свита	Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Пачка битуминозных доломитов	Ботома	5,45	0,60	28,87	20,29	44,65	99,86	1,48	92,20
То же	Амга	6,32	0,40	28,26	20,30	43,90	99,18	0,89	91,28
Чарская	Лена	14,14	0,24	26,41	18,76	40,05	99,60	3,24	80,91
Толбачанская	»	7,46	1,38	28,12	19,24	42,20	98,40	4,37	84,41
»	Мархачан	12,62	1,28	26,27	18,35	41,30	99,82	1,33	83,93
»	Лена	5,84	1,16	28,62	19,16	43,35	98,13	3,57	87,54
»	»	5,32	0,68	29,11	20,15	44,75	100,01	2,01	91,93
»	»	5,00	1,08	29,11	19,03	42,40	98,73	2,10	86,99
»	Амга	12,70	0,65	27,17	17,98	41,05	99,55	3,85	82,25
»	Ботома	9,40	0,60	28,43	18,95	42,55	99,93	4,69	84,84

Пласты мощностью до 1—1,5 м оказываются образованными строматолитами с куполообразной макрослоистостью типа *Collenia* (Маслов, 1953). На свежем изломе и под микроскопом слоистость строматолитов, как правило, неразличима (табл. IX, 39—40).

В пластах, образованных строматолитами, наблюдается большое количество желваков и линз кремня. Иногда окремневают целые прослои строматолитов (табл. IX, 41), чаще же окремнелыми оказываются отдельные участки, как это было показано В. П. Масловым (1940) на примере пород среднего кембрия Приангарья. В кромках кремневой конкреции (а иногда и во всей конкреции) обычно хорошо сохраняется слоистая текстура строматолита. Образующие строматолит макрослоечки достаточно отчетливо прослеживаются как в конкреции, так и во вмещающей ее породе. В центральной части ряда конкреций кремень приобретает концентрически-полосчатую текстуру, а первоначальная слоистость строматолита как бы затушевывается этой новой текстурой и плохо заметна (табл. X, 42). Наряду с этим имеется большое количество желваков и линз разноцветных (красных, зеленых, голубых, серых) кремней, в которых следы какой-либо первоначальной текстуры отсутствуют. Изредка в таких кремнях встречаются мелкие включения флюорита.

Крупнокристаллическое строение имеют также обломочные доломиты, встречающиеся вместе с водорослевыми (табл. X, 43). На поверхностях обнажений, прекрасно отпрепарированных выветриванием, видно, что обломочные доломиты сложены мелкими песчинками доломита и часто обладают кривой слоистостью. Это хорошо подчеркивается также на некоторых пришлифовках (табл. X, 44). Однако на свежем изломе не видно обломочного строения этих пород, а под микроскопом они имеют мозаичную структуру, характерную для крупнокристаллических пористых доломитов всякого другого происхождения.

Результаты химических анализов крупнокристаллических пористых доломитов ленского яруса приведены в табл. 20. Как видно из таблицы,

в крупнокристаллических пористых доломитах содержится 2—4 (редко до 9%) кальцита и до 2% минерального нерастворимого остатка.

Таблица 20

Химические анализы крупнокристаллических доломитов ленского яруса

Свита	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальцит	Доломит
Чарская	0,22	0,20	30,39	21,09	46,75	98,65	2,20	95,91
»	0,36	0,24	30,81	21,20	47,35	99,96	2,40	96,95
»	1,16	0,28	30,39	20,19	46,00	98,02	4,55	91,92
»	1,94	0,20	32,11	19,66	46,30	100,21	9,27	88,49
Толбачанская	1,24	0,46	30,15	20,85	46,40	99,10	2,05	95,35
»	2,12	0,52	30,10	20,84	46,35	99,93	2,01	95,28
»	1,10	0,60	31,81	19,98	46,65	100,14	7,44	90,89
Кетеминская	0,78	0,41	30,71	21,14	46,80	99,84	3,18	95,13
»	0,64	0,64	31,10	20,89	47,02	100,29	4,05	94,80
»	0,76	0,40	30,81	21,23	46,90	100,10	3,36	95,15
»	Не определялся	0,40	31,38	20,07	46,30	98,15	6,69	90,86
»	0,64	0,88	31,52	20,12	46,40	99,56	6,96	80,82
»	Не определялся	0,28	30,67	21,11	46,45	98,51	3,80	93,84
»	1,88	0,36	30,39	20,73	46,30	99,66	3,17	94,08

Разновидностью пород этого типа являются массивные крупнокристаллические пористые доломиты, пачки битуминозных доломитов, обладающие обычно темной коричневато-серой неравномерной окраской и слабым битуминозным запахом при ударе. Под микроскопом видно, что они образованы мозаикой равнозернистых светлых кристаллов доломита размерами до 0,2 мм (табл. XI, 45). Поры представляют собой пустоты между кристаллами доломита и имеют причудливые многоугольные очертания. В редких случаях по таким порам наблюдается окремнение, которое повышает количество минерального нерастворимого остатка от 1,5 до 20%. Иногда в шлифах крупнозернистых доломитов можно видеть незначительные по размерам участки, сложенные сгустками микрозернистого CaCO₃. Содержание кальцита в доломитах этого типа, судя по данным химических анализов, невелико, но иногда может составить 10% (см. табл. 21). Скопления органического вещества наблюдаются в виде тонких волнистых нитевидных включений, расположенных между кристаллами доломита и ориентированных параллельно друг другу (табл. XI, 46). Содержание органического углерода достигает 0,6%.

Доломит с зернами глауконита распространен исключительно в нижней части еланской свиты восточного разреза. Эта плотная, массивная, с шероховатым, искрящимся на солнце изломом, грубоплитчатая (15—20 см), с ровными поверхностями напластования порода отличается светлосерой с несколько желтоватым оттенком окраской и содержит большое количество точечных яркозеленых зерен глауконита. Последние имеют, как правило, столбчатую удлинненную форму размером почти до 1 мм и рассеяны в породе неравномерно: наблюдаются как обогащенные, так и обедненные глауконитом участки. Изредка встре-

Химические анализы крупнокристаллических битуминозных доломитов

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сорг	Сумма	Кальцит	Доломит
Лена (западный разрез)	2,52	0,52	31,18	19,10	45,30	0,24	98,86	8,24	87,34
То же	5,80	0,40	30,67	18,45	43,65	0,30	99,27	10,17	82,10
Толбачан	1,72	0,40	30,24	20,66	46,20	0,36	99,58	2,87	94,16
Ботоман (среднее течение)	2,64	0,60	30,24	20,79	45,73	0,04	100,04	3,93	92,20
»	0,49	0,99	30,88	20,49	46,59	0,04	99,48	4,25	93,71
Амга	1,12	0,40	30,01	21,05	46,52	0,60	99,70	1,32	96,26
»	1,16	0,52	29,62	21,43	46,20	0,27	99,20	0,64	96,22

чаются тонкие (1—2 мм) зеленые прослойки, обогащенные тонкорассеянным глауконитом. Под микроскопом видно, что породы сложены равнокристаллическим светлым тонкозернистым (0,06—0,10 мм) доломитом с мозаичной структурой. Отдельные прослойки раскристаллизованы до мелкозернистого (0,1—0,2 мм) доломита. В однообразную мозаику доломита включены беспорядочно разбросанные глауконитовые зерна (табл. XI, 47). Глауконит в этой породе точно такой же, как и в описанных выше известняках. Кроме того, в шлифах встречаются мелкие (0,06—0,08 мм) кубики пирита, причем в большинстве случаев они либо соприкасаются с зернами глауконита, либо находятся внутри последних (табл. XI, 48). Кубики пирита внутри глауконита и те части кубиков, которые соприкасаются с глауконитом, всегда имеют бурую кайму окисления. Не соприкасающийся с глауконитом пирит не окислен. Химические анализы этих пород (табл. 22) показывают наличие 80—85% доломита, 10—15% кальцита и 2—4% минерального нерастворимого остатка.

Таблица 22

Химические анализы глауконитсодержащих доломитов еланской свиты

Название породы	Минеральный нерастворимый остаток	CaCO ₃	MgCO ₃	Кальцит	Доломит
Доломит с глауконитом	4,08	58,32	36,04	15,54	78,82
То же	1,60	57,39	39,13	11,25	85,57
Доломитовая брекчия с глауконитом в цементе	3,92	58,60	37,15	14,50	81,25

Доломитовая брекчия с глауконитом в цементе также распространена лишь в нижней части еланской свиты восточного разреза. В этой породе тонкокристаллический доломит с глауконитом цементирует угловатые, редко слабоокатанные обломки светложелтых афанитовых доломитов, не содержащих глауконита.

Обломки не соприкасаются между собой, имеют размеры от долей сантиметра до 3—5 см и расположены в цементирующей породе без какой-либо ориентировки и сортировки. Часто встречаются плитки толщиной 2—3 см и длиной до 10 см. Цементирующий обломки и плитки доломит иногда (главным образом в нижней части пласта брекчии) светлосерый, с четкими вкраплениями зерен глауконита. Однако в основной массе и особенно на контакте с обломками он приобретает сплошную зеленую окраску различной степени интенсивности (табл. XI, 49). Под микроскопом видно, что глауконит в таком доломите находится не в виде отдельных четких включений, а располагается между кристаллами доломита и как бы цементирует последние. В этом случае окраска глауконита более светлая, а очертания расплывчатые. Под микроскопом устанавливается, что светложелтые обломки и плитки сложены серым однородным микрокристаллическим доломитом, не содержащим глауконита.

По химическому составу доломитовая брекчия с глауконитом в цемента ничем не отличается от описанных выше доломитов с глауконитом (см. табл. 22).

Доломитово-кремневые брекчии описаны в породах толбачанской и чарской свит в разрезах по р. Амга, где они образуют пласты мощностью до 0,5 м. Брекчии состоят из остроугольных обломков кремней разной величины (до 10 см), без всякой сортировки и каких бы то ни было следов окатанности, и обломков пелитоморфного доломита, на которых иногда наблюдаются штрихи скольжения. Цементом служит крупнокристаллический эпигенетический кальцит. Изредка обломки кремня и доломита бывают сцементированы светлым кремнем, в пустотах и трещинах которого наблюдаются мелкие щетки кварца. В обломках кремня и в кремневом цементе брекчии нередко встречаются фиолетовые агрегаты флюорита. Иногда по трещинам в цементе брекчии наблюдаются включения черного блестящего твердого битума.

По данным Н. А. Архангельской, доломитово-кремневые брекчии в разрезах толбачанской и чарской свит на Лене отличаются большей мощностью (до 20 м), большей величиной обломков (до 1 м) и значительно меньшей ролью кремней. Доломитово-кремневая брекчия на Лене состоит главным образом из обломков слагающих свиту пород, причем пласты брекчий обычно хорошо выдержаны.

В. Мергели

Доломитовые мергели развиты в основном в средней части толбачанской свиты. Это тонкослоистые, часто листоватые глинистые породы интенсивной зеленой, желто-зеленой и красно-бурой окраски, слагающие как тонкие прослойки, так и пласты мощностью до 3—5 м. Они обладают землистым изломом, легко разрушаются и в обнажениях чаще всего бывают закрыты осыпями. На поверхностях напластования плиток доломитовых мергелей на р. Амга можно наблюдать знаки ряби и трещины усыхания. Под микроскопом видно, что эти породы сложены микрозернистым (0,01—0,02 мм) доломитом и глинистым веществом. Последнее распределено либо равномерно по всей породе, либо спущается в тончайшие микрослоечки. Количество минерального нерастворимого остатка в этих породах доходит до 40—50%.

Как показали механические анализы, большая часть (93—97%) доломитовых мергелей представлена фракцией $< 0,01$ мм.

Сланцеватые алевроитовые мергели встречены в синской свите в разрезах Май и Иникана. Эти породы нужно было бы рассматривать как разность черных сланцеватых известняков, обогащенных кварцевым терригенным материалом. Однако внушительное количество

Химические анализы доломитовых мергелей толбачанской свиты

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	Кальций	Доломит
Амга	31,60	1,16	19,58	13,80	29,98	96,12	1,49	61,65
»	26,52	4,06	20,75	13,53	31,00	95,86	4,58	61,65
»	46,04	5,64	13,83	8,98	20,63	95,12	2,46	40,95
Лена	40,72	9,56	12,49	12,93	18,60	94,30	2,26	36,89
»	50,48	4,80	11,36	12,37	17,95	96,96	Не хватает 0,3	37,87
Толбачан	20,80	3,88	22,30	16,51	34,45	97,94	1,25	71,03
»	33,92	3,96	18,04	13,50	27,90	97,32	0,92	57,62

последнего (40—70% минерального нерастворимого остатка) заставляет выделить эти породы в отдельный тип.

Плотные черные сланцеватые породы этого типа, издающие резкий битуминозный запах при ударе, внешне мало чем отличаются от описанных выше черных сланцеватых известняков. Однако сланцеватые алевритовые мергели плотнее и более четко рассланцовываются по слоистости на плоскопараллельные пластинки. Такие пластинки, размеры которых достигают многих квадратных дециметров, часто напоминают настоящие аспидные сланцы.

Под микроскопом родство этих пород с черными сланцеватыми известняками (а именно с их разностью со спикулами) вскрывается еще более четко. В шлифах виден микрозернистый известняк, в котором «плавают» множество отдельных более крупных кристаллов светлого кальцита и беспорядочно ориентированные спикулы губок. Одновременно порода содержит большое количество мелких (0,02—0,04 мм) остроугольных зерен кварца; последние имеют форму обломков, распределены по породе сравнительно равномерно, обладают слегка корродированной поверхностью и четкими очертаниями (табл. XII, 50). Совокупность этих признаков не оставляет сомнения в том, что зерна кварца в алевритовых мергелях терригенного происхождения.

Крупных обломков скелетных частей организмов в шлифах сланцеватых алевритовых мергелей по сравнению с черными сланцеватыми известняками совсем мало, а фораминиферы (?) отсутствуют вовсе. Пирит в виде неравномерно распределенных скоплений мельчайших кубиков обнаруживается примерно в таком же количестве. Несомненно, присутствует и тонкий пелитовый материал, но его очень трудно обнаружить непосредственно, так как шлифы густо пропитаны полупрозрачным коричневым органическим веществом. При этом выделяющаяся на общем фоне четкая линейная ориентировка нитевидных и вытянуто-капельвидных включений создает микрослоистость породы. Содержание органического углерода составляет 3—10% (табл. 24), что при наличии сильной засоренности породы кварцево-обломочным материалом следует считать достаточно высоким. Отдельные прослойки сланцеватых алевритовых мергелей содержат до 30% доломита.

В разрезах сланцеватые алевритовые мергели чередуются с крупнокристаллическими известняками.

О кремнеземе сланцеватые алевритовые мергели, также развитые среди пород синской свиты в разрезах по Мае

Химические анализы сланцеватых алевритовых мергелей

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	C _{орг}	Сумма	Кальцит	Доломит
Иникан	56,16	2,10	18,00	0,70	14,70	4,60	96,26	30,80	2,43
»	56,24	0,80	12,23	6,65	16,57	4,18	96,67	6,02	29,09
»	70,20	1,50	7,17	Нет	5,80	4,60	89,27	12,79	Нет
»	62,48	3,92	8,80	1,94	7,30	9,65	94,09	14,79	1,68
Мая	36,36	0,40	20,95	10,39	27,43	2,82	98,35	12,36	46,10
»	59,84	1,30	14,76	2,80	14,58	1,66	94,94	20,52	12,57

и Иникану, сходны со сланцеватыми алевритовыми мергелями и отличаются от них лишь большей плотностью, твердостью и раковистым изломом, отличным от шероховатого излома сланцеватых мергелей (табл. XII, 51). Видна, собственно говоря, та же структура, что и у сланцеватых алевритовых мергелей: отдельные более крупные зерна, «плавающие» в микрозернистом цементе, обилие беспорядочно разбросанных кубиков и стяжений пирита, сплошная окраска шлифа бурым полупрозрачным органическим веществом и его более густые коричневые параллельно ориентированные нитевидные включения.

В скрещенных николях обнаруживается почти сплошное равномерное замещение карбонатно-глинистого цемента микрозернистым кварцем. Частичному или полному замещению подверглись также и более крупные зерна карбоната. Это замещение маскирует истинное количество обломочных зерен кварца, находящихся в общей окремневшей массе.

О высокой степени окремнения некоторым образом свидетельствует и количество нерастворимого остатка, достигающее до 88% (табл. 25). На долю оставшихся незамещенными карбонатов приходится 10—20%. Количество органического углерода составляет 2—3%.

Таблица 25

Химические анализы окремнелых алевритовых мергелей

Местонахождение образца	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	C _{орг}	Сумма	Кальцит	Доломит
Иникан	83,04	0,40	5,34	0,81	5,06	2,62	97,27	7,52	3,70
»	86,72	0,40	3,37	0,46	3,14	2,62	96,71	4,87	2,10
Мая	68,90	1,00	11,39	0,46	9,96	1,72	93,43	19,18	2,10

Условия образования пород ленского яруса

Как было разобрано выше, ленский ярус четко делится на пять разновозрастных горизонтов. Нижний — «синский» — горизонт составляют синская свита и пачка битуминозных доломитов; «толбачанский» горизонт слагают толбачанская свита и нижняя часть куторгиновой; следующий (кверху) «олекминский» горизонт представлен разновозрастными отложениями олекминской и верхней части куторгиновой свит; далее четко

выделяется «кетеминский» горизонт, включающий чарскую и кетеминскую свиты; наконец, верхнюю часть разреза ленского яруса занимает еланская свита, выделяемая в отдельный «еланский» горизонт. Попытаемся теперь, пользуясь приведенным выше описанием типов пород, представить себе условия образования пород каждого горизонта.

Синский горизонт

Синская свита и пачка битуминозных доломитов почти везде представлены в полном объеме. Исключение составляют разрезы Май, Иникана, Алдана и его притоков, а также скважина Амга-II, где синская свита представлена лишь нижними горизонтами, на которых залегают породы с фауной среднего кембрия (фиг. 10). Особенно отчетливо это видно в разрезе р. Мая, где видимая мощность синской свиты составляет всего 3—5 м. Этот разрез хорошо сопоставляется с нижней частью разреза по р. Иникан, где видимая мощность не превышает 35 м¹.

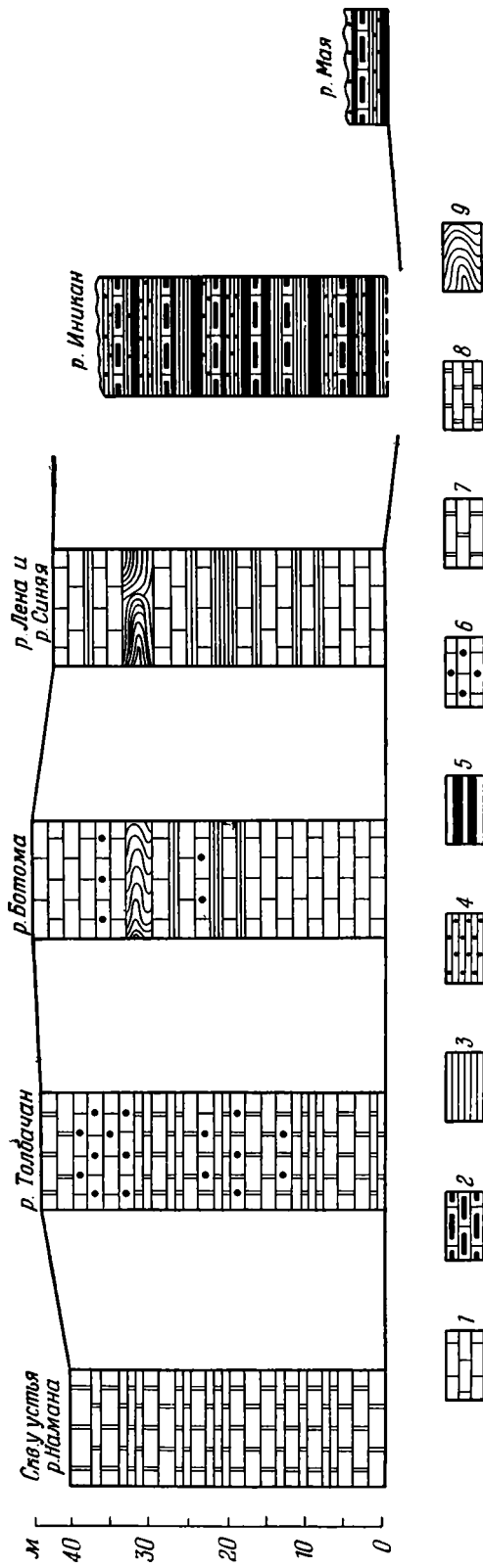
В толще пород синского времени в разных частях северного склона Алданского массива можно по условиям осадкообразования выделить три фациальные области, причем в первых двух областях распространены отложения собственно синской свиты, а в третьей — породы горизонта битуминозных доломитов (фиг. 11).

Первая (центральная) область объединяет разрезы рек Синяя, Лена (восточная часть) и Ботома (нижнее течение). Для этих разрезов характерно небольшое количество терригенного материала в породах (до 10% минерального нерастворимого остатка) и приуроченность сланцеватых, богатых органическим веществом пород к средним частям разрезов. На Ботоме сланцеватых пород значительно меньше, чем на Синей и Лене. В породах содержится большое количество остатков скелетных частей различных морских организмов — трилобитов, брахиопод, птеропод, губок и фораминифер.

Вторая (восточная) область объединяет разрезы рек Мая и Иникан, правых притоков Алдана, а также разрез скважины на р. Амга. Здесь вскрыты сланцеватые битуминозные породы, содержащие большое количество (до 60%) терригенного материала, который представлен главным образом хорошо окатанными мелкими зернами обломочного кварца. Другие черты этих пород характеризуются равномерным окремнением карбонатов — до 80% от породы. Комплекс остатков фауны здесь в общих чертах тот же, что и в разрезах Лены и Синей. Обилие в этой области терригенного материала и кремнезема можно объяснить близостью существовавших в свое время в области Верхоянской геосинклинальной зоны поднятий, которые активно разрушались.

Третья (западная) область ясно выделяется по западным разрезам Лены, Амги и Ботомы, а также по скважинам у устья рек Намана и Русская Речка. Вскрытые здесь породы составляют пачку битуминозных доломитов — эльганскую свиту, одновозрастную синской свите. Как видно уже из названия пачки, мелкозернистые и пелитоморфные доломиты являются тут основными породами. Прослой известняков в разрезе Лены составляют лишь треть всей мощности свиты. На Ботоме известняков еще меньше, а в скважине у устья Намана и на Амге они совершенно отсутствуют. Органического вещества в доломитах пачки значительно меньше, чем в известняках синской свиты, однако содержание его остается максимальным по сравнению с подстилающими и покрывающими породами. Фауны почти нет.

¹ Материал по рекам Мая и Иникан был любезно предоставлен автору сотрудницей Отдела стратиграфии ИГН АН СССР Н. В. Покровской.



Фиг. 10. Схема изменения разрезов синского горизонта.

1 — афанитовый известняк; 2 — крупнокристаллический известняк; 3 — черный сланцеватый известняк; 4 — сланцеватый алевроитовый мергель; 5 — окремелый сланцеватый алевроитовый мергель; 6 — ступковый известняк; 7 — крупнокристаллический доломит; 8 — пегломорфный доломит; 9 — сланцеватый известняк, смятый в результате подводных оползней.

В направлении с востока на запад петрографические свойства пород заметно меняются. Весьма резкие изменения происходят, прежде всего, в количестве терригенного материала. На Мае и Иникане сланцеватые породы содержат до 60% (иногда и выше) минерального нерастворимого остатка, тогда как на Синей содержание его падает до 5—10%. Низкое содержание нерастворимого остатка свойственно также породам западной области. С востока на запад уменьшаются и размеры терригенных частиц. На Мае в сланцеватых мергелях наблюдается обилие алевритовых зерен кварца и других минералов, которые исчезают уже на р. Синяя и далее к западу не появляются.

Убывание терригенных частиц по мере продвижения с востока на запад сопровождается ростом доли карбонатов в составе пород, а также изменением их структуры. Уже на реках Синяя и Ботома карбонатный материал становится главной составной частью пород, причем представлен он здесь кальцитом с небольшой примесью доломита. В западной области карбонатный материал, оставаясь преобладающим, меняет свою минералогическую природу: кальцит сменяется доломитом, большей частью нормальным или с примесью кальцита. Меняется и структура пород: афанитовые известняки р. Синяя сменяются сгустковыми известняками, которые, в свою очередь, уступают место крупнозернистым доломитам. На начало этого перехода указывают редкие сгустки скрытозернистого кальцита в афанитовых известняках разреза р. Ботома; конец его виден на участках сгустковых известняков среди крупнозернистых доломитов. Далее к югу и юго-западу существенную роль начинают играть плотные афанитовые доломиты.

Необходимо также отметить, что в направлении с востока на запад в разрезе уменьшается общее количество обогащенных органическим веществом сланцеватых пород. На Мае и Иникане сланцеватые породы слагают основную часть разреза, на Синей и Лене они распространены более или менее значительно лишь в средней части, а на Ботоме от мощных пачек сланцеватых пород остается только небольшое количество тонких прослоек.

И наконец, в то время как в западном и центральных типах отложений синского времени наблюдается очень слабое окремнение, в восточном, напротив, оно выражено весьма резко, так что отдельные слои мергелей (и известняков) почти полностью превращены в кремневую породу. Таким образом, накопление органично-химического кремнезема в осадке увеличивается с приближением к источнику питания бассейна обломочным материалом.

Характерной чертой западного типа является почти исключительное развитие доломитов без органических остатков. Лишь в некоторых прослоях сгустковых известняков изредка можно найти единичные остатки мелких трилобитов. Обе эти особенности наводят на мысль о том, что в западном типе синской свиты мы имеем дело с участком водоема, характеризовавшимся несколько повышенной соленостью воды. Это избыточное засоление, естественно, повлекло за собой подавление донной жизни и замену кальцитового осадка доломитовым. Справедливость этого вывода подтверждается также и тем, что в более высоких и более низких, чем синская свита, горизонтах нижнего кембрия накопление доломита обычно сопровождалось появлением флюорита, отдельных кристаллов гипса или даже пропластков его, а также целых горизонтов галогенных отложений. Здесь осолонение бассейна очевидно. Судя по всем признакам, доломитная фация синского времени относится к той же категории нижнекембрийских осадков, но возникла она, вероятно, при несколько меньшем осолонении, когда в бассейне, кроме доломита, не осаждались ни флюорит, ни целестин с гипсом, ни другие минералы, являющиеся индикаторами засоления бассейна.

Иная обстановка существовала в областях развития центрального и восточного типов синской свиты. Здесь, напротив, имеются явные нормально-морские условия (для той, конечно, эпохи). В пользу этого говорит, прежде всего, фауна в породах по рекам Синяя, Лена, Мая и Инькан. Е. В. Лермонтовой (1951) среди органических остатков определены трилобиты и брахиоподы; в черных сланцеватых известняках р. Синяя Е. А. Рейтлингер (1948) обнаружены предположительные фораминиферы (*Syniella*, *Obruchevella*, *Clomovertella*, *Cavifera*). В шлифах сланцеватых пород синской свиты встречается большое количество известковых и кремневых спикул губок. Кроме того, в известняках синской свиты встречены многочисленные отпечатки наземных растений *Aldanophyton antiquissimum* K r i s c h. (Криштофович, 1953), более подробное описание которых уже приводилось (Зеленов, 1955).

Среди органических остатков синской свиты изобилуют трилобиты, считающиеся всеми исследователями кембрия характерными для нормально-морских бассейнов, да и сами карбонатные породы представлены чистыми известняками, лишь едва затронутыми доломитизацией, что для всего более позднего палеозоя (а тем более мезозоя) обычно рассматривается как признак осадконакопления в нормальном море.

Дальнейшее представление относительно физико-географических черт описываемого водоема дополняют тонкозернистость известковых и глинисто-известковых осадков и следы их тонкой слоистости, наглядно выступающей в расположении органического вещества. И тот и другой признаки согласно указывают на отложение битуминозного осадка в условиях спокойной обстановки, без каких бы то ни было придонных волнений, взмучивающих осадок. В связи с этим обращает на себя внимание полное отсутствие в породах синской свиты остатков археоциат и выделяющих известь водорослей, которые (особенно водоросли) довольно широко распространены в других отложениях нижнего кембрия Сибирской платформы. Это указывает на относительно глубоководность отложений синской свиты, ибо водоросли очень чутко реагируют на количество света, проникающего сквозь толщу воды. Отсюда можно предположить, что накопление осадка происходило ниже зоны взмучивания, на глубинах порядка 100—200 м.

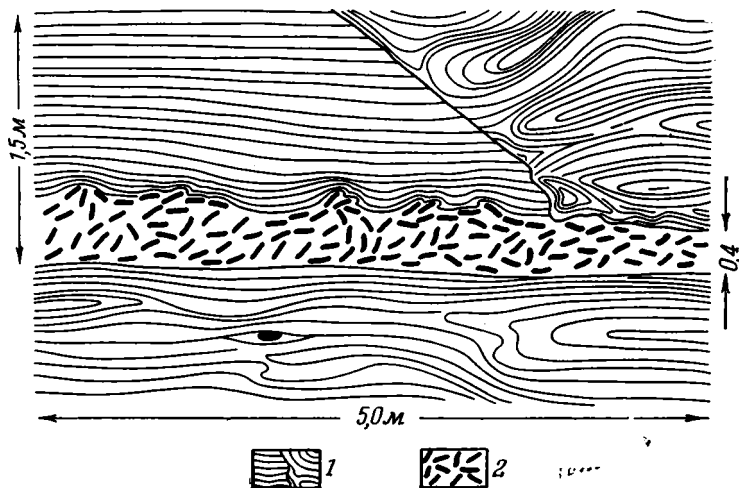
Большинство органических остатков в нормально-морской фации синской свиты принадлежит обитателям морского дна. По остаткам трилобитов, среди которых довольно часто встречаются цельные, нераспавшиеся панцири особей, находящихся на самых разнообразных стадиях развития (от личиночных до вполне зрелых форм), можно с уверенностью считать, что место их захоронения являлось одновременно и местом их обитания. Это позволяет сделать вывод о том, что накопление органического вещества на дне водоема синского времени происходило в условиях достаточной для жизни бентоса аэрации придонных слоев воды.

Остановимся вкратце на любопытной детали, сопровождавшей формирование синской свиты в ее нормально-морской фации, а именно — на образовании подводных оползней.

Явление подводных оползней выражается в том, что некоторые пласты черных сланцеватых известняков, заключенные между правильно напластованными слоями плотных афанитовых известняков, оказываются внутри интенсивно перемятыми, причем мощность перемятого пласта часто меняется по простиранию. Благодаря скрытой слоистости, выявляющейся при выветривании черных известняков, в этих пластах можно наблюдать всевозможные тесно прижатые друг к другу причудливые изгибы, лежащие складки, петли и т. д. самых разнообразных размеров и очертаний. В ядрах складок и петель сланцеватых известняков часто заключены округлые несимметричные линзы плотных афанитовых изве-

стняков, согласно обволакиваемые сланцеватыми породами. Никаких разрывов в сланцеватых известняках, несмотря на их интенсивную перематость, обнаружено не было (фиг. 12).

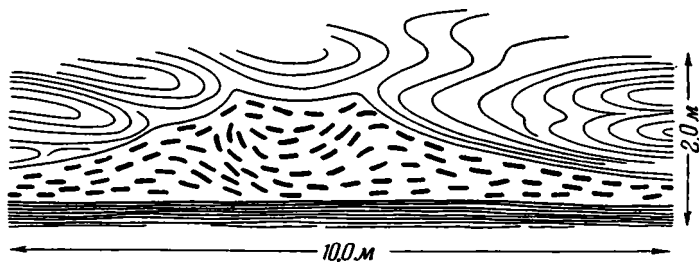
Нечто похожее, но гораздо реже можно видеть и в слоях кофейно-коричневых афанитовых битуминозных известняков; в одном обнажении на р. Синяя удалось наблюдать не выдержанный по мощности (от 10 см



Фиг. 12. Породы синской свиты, смятые подводным оползнем (р. Синяя):

1 — черный сланцеватый известняк; 2 — афанитовый известняк.

до 2 м) пласт брекчии плиток таких известняков. Подстилают и покрывают этот пласт смятые черные сланцеватые известняки, причем верхний пласт их смят значительно интенсивнее нижнего. На раздутом участке



Фиг. 13. Брекчия плиток афанитовых известняков в сланцеватых известняках синской свиты р. Синяя, образованная подводным оползнем.

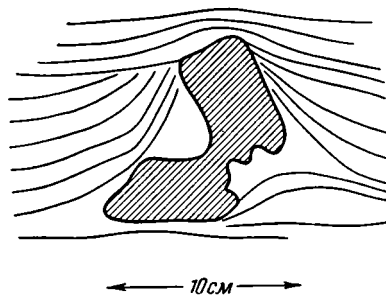
Условные обозначения см. на рис. 12.

пласта брекчии в расположении плиток легко прослеживаются широкие причудливые петли и лежащие складки (фиг. 13). Кроме того, многие плитки (особенно в кровле пласта) надвинуты друг на друга, смяты, погнуты и надорваны. Иногда согнутая плитка толщиной около 3 см образует острый угол (до 60°); при этом целостность плитки нарушается только тем, что в месте сгиба с наружной стороны появляются широкие, но неглубокие (до половины толщины плитки) трещины разрыва (фиг. 14).

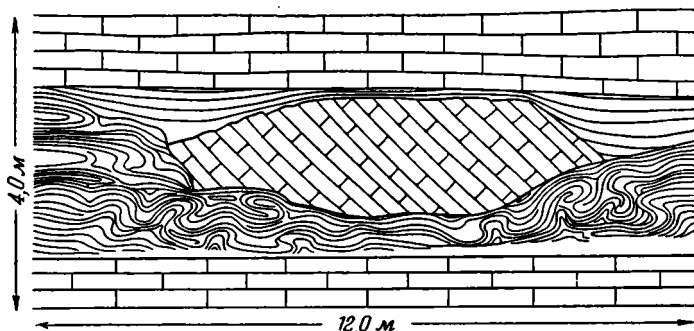
На Ботоме среди ровно наслоенных пластов видны в нарушенном залегании крупные блоки кофейно-коричневых афанитовых известняков, в нижней своей части как бы смявшие подстилающие сланцеватые известняки (фиг. 15). Сланцеватость последних обнаруживается с трудом, а встречающиеся в них панцыри трилобитов либо раздавлены, либо смяты и сплющены.

Отсутствие каких бы то ни было разрывов и трещин в интенсивно перемятых слоях сланцеватых известняков и значительные деформации относительно толстых плиток плотных афанитовых известняков можно объяснить только тем, что эти дислокации происходили в еще пластической массе и являются результатом скольжения пластов еще не затвердевшего пластичного осадка по наклонному дну водного бассейна.

Описание подобных явлений в современных отложениях дано А. Д. Архангельским (1930), который отмечает чрезвычайно широкое развитие подводных оползней в современных осадках континентальной ступени Черного моря. Осадки эти представлены черным сапропелевым илом и



Фиг. 14. Плитка афанитового известняка в черных сланцеватых известняках синской свиты р. Синяя, смятая и надорванная массой оползающего осадка.



Фиг. 15. Характер подводных оползаний в сланцеватых известняках синской свиты на р. Ботоме.

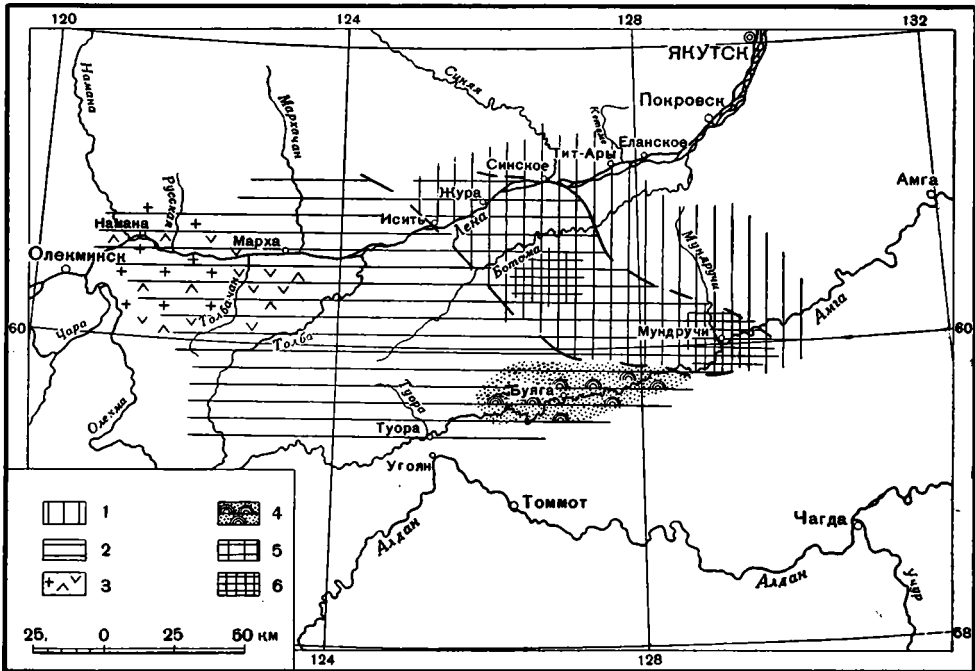
микрослойистой глиной, сильно обогащенной органическим (сапропелевым) веществом. Отличительной чертой этих отложений является маслянистая «вазелиноподобная» консистенция даже относительно глубоких частей осадка. Пласты подобных отложений мощностью от 0,2 до 1,2 м оказываются чрезвычайно легко подвижными и начинают скольжение уже при уклоне в 1—2°. Перемещаясь, они интенсивно сминаются и образуют всевозможные мелкие сложные складки. А. Д. Архангельский считает, что в основе подвижности лежит идеально выраженная слоистость осадка и, в первую очередь, послойное расположение органического вещества.

В породах синской свиты также видно резко повышенное содержание и линейное (послойное) распределение органического вещества. Нет сомнения, что в момент прохождения стадии осадка синские отложения, так же как и древнечерноморские, обладали маслоподобной консистенцией, способствовавшей соскальзыванию и смятию этих отложений даже при небольших уклонах морского дна.

Толбачанский горизонт

Толбачанский горизонт вскрыт в западном разрезе по р. Лена, в среднем течении Ботомы и по р. Амга (толбачанская свита), а также в восточном разрезе по Лене и в нижнем течении Ботомы (нижняя часть кутургиновой свиты).

Толбачанскую свиту образуют пелитоморфные доломиты, крупнокристаллические пористые доломиты и доломитовые мергели, чередующиеся в различных частях свиты в разных соотношениях. Кутургиновая свита



Фиг. 16. Схема распространения фаций толбачанского горизонта:

1 - фациальная область нормального открытого моря; 2 - фациальная область осолоняющейся лагуны; 3 - сульфатно-доломитные и соленосные осадки осолоняющейся лагуны; 4 - доломиты и доломитовые строматолиты мелководья осолонящейся лагуны; 5 - область перехода от лагуны к открытому морю; 6 - пятнистые доломитистые известняки и известковистые доломиты области перехода от лагуны к открытому морю.

нацело сложена однообразной толщей доломитистых известняков с частыми прослоями известковистых доломитов.

Как видно даже из такой краткой характеристики, толбачанская и кутургиновая свиты резко различаются между собой по вещественному составу пород и, стало быть, образовались в различных фациальных условиях. Это дает основание для четкого выделения двух фациальных областей: восточной, отвечающей району распространения пород кутургиновой свиты, и западной, включающей область развития пород толбачанской свиты. Кроме того, между этими двумя областями существует зона перехода. Каждую область следует рассматривать в отдельности (фиг. 16).

Кутургиновая свита восточной фациальной области в общих чертах весьма однообразна как по разрезу, так и по простиранию. По всей своей 200—250-м мощности она сложена 5—15-см слоями коричневато-серых микрозернистых доломитистых известняков, отделенными друг от друга желтовато-серыми светлыми прослоями микрозернистого же известковистого доломита толщиной 1—2 (редко 3—5) см. Доломитовые прослой,

расположенные в общем по напластованию, между некоторыми пластами раздуваются, внедряясь в кровлю нижележащего и в подошву вышележащего пластов, и тогда граница между известковистым доломитом и доломитистым известняком становится волнистой. Иногда два параллельных прослоя соединяются, расчлняя тонкий пласт известняка. В доломитистых известняках часто встречаются щитки и членики трилобитов хорошей сохранности, которые в нижней части свиты на р. Ботома образуют прослой трилобитовых ракушняков. Кроме того, встречаются описанные выше «трубочки» толщиной 10—15 см, по всей вероятности, органического происхождения, которые иногда переполняют пласты доломитистых известняков. Внедряющийся в такой пласт известковистый доломит не затрагивает «трубочек», а как бы обходит их, образуя причудливые фигуры. При описании типов пород отмечалось, что доломитистые известняки и известковистые доломиты связаны между собой очень постепенным переходом, а зерна доломита и кальцита в этих породах равновелики.

Микрозернистость и исключительную равномерностернистость слагающих свиту пород можно рассматривать как свидетельство хомогенной садки карбонатов в морском водоеме. Однообразие свиты по разрезу и по простирацию говорит о длительном сохранении в этом водоеме однообразных условий, которые, судя по преобладанию известняков с фауной трилобитов и брахиопод, позволяли нормально жить и развиваться большому количеству донных организмов. В то же время некоторая доломитизация известняков с фауной и частое чередование их с тонкими прослоями известковистых доломитов свидетельствуют о периодических временных повышениих солености этого водоема, кратковременных, но довольно частых. При этом равномерное распределение доломита в доломитистом известняке и постепенное количественное увеличение его при переходе в известковистый доломит (и наоборот) говорят о том, что изменения солености в ту или другую сторону происходили весьма постепенно, — накопление известкового осадка на дне водоема постепенно сменялось накоплением доломитового осадка, а затем вновь известкового. Помимо того, осадок, по-видимому, часто взмучивался и интенсивно перемешивался, что также способствовало равномерному распределению кальцита в доломите и наоборот. Причудливые пятна и не выдержанные по мощности прослойки известковистого доломита образовались уже в процессе диагенеза, когда доломит, будучи диагенетически более подвижным, чем кальцит, стремился сконцентрироваться в отдельных пропластах в пятнах.

Такая обстановка могла сложиться в окраинной части неглубокого открытого морского водоема с нормальной соленостью воды, — бассейна, непосредственно связанного, как увидим ниже, с осолоняющейся лагуной.

Совершенно иной облик имеет толбачанская свита западной фациальной области. Так, в западном разрезе по р. Лена нижняя половина толбачанской свиты, вскрытая естественными обнажениями, четко разделяется на три самостоятельные пачки. Нижняя (около 40 м) сложена чередующимися слоями крупнокристаллических пористых доломитов, часто образованных строматолитами, и пелитоморфных доломитов с целевидными пустотами от выщелоченных кристаллов гипса. В кровле пачки появляются доломитовые мергели. В средней части (15 м) широко развиты доломитово-кремневые брекчии, а в верхней (50 м) наблюдается такое же, как и в нижней пачке, чередование пелитоморфных и крупнокристаллических пористых доломитов, среди которых в большом количестве распространены доломитовые мергели. Вторая половина свиты (около 100 м) скрыта осыпями.

Несколько западнее нижняя часть толбачанской свиты, вскрытая скважиной у устья Русской Речки, выглядит следующим образом: нижняя

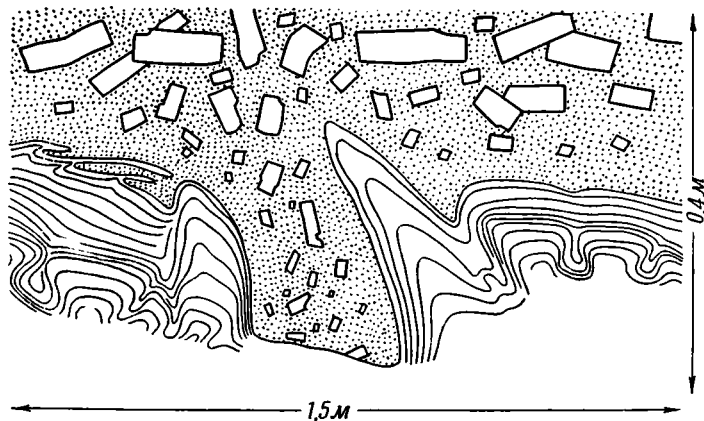
пачка (75 м) сложена массивными мелкокристаллическими и плитчатыми пелитоморфными доломитами с редкими прослоями известняков, а в ее верхах (15 м) преобладают пестроцветные доломитовые мергели. Все породы содержат большое количество включений гипса и ангидрита (табл. XII, 52). Отдельные прослои представляют собой смешанные ангидритодоломитовые породы, где ромбоэдри доломита равномерно рассеяны в сплошной массе ангидрита (табл. XII, 53). Средняя пачка, мощностью 25 м, сложена почти целиком ангидритами и гипсами. Верхние 65—70 м представлены породами, подобными нижней пачке, также с прослоями пестроцветных доломитовых мергелей и большим количеством включений гипса и ангидрита; в породах этой пачки встречаются кристаллы флюорита. Самые верхи менее гипсированы и сложены водорослевыми известняками.

Еще западнее, в скважине у устья Наманы, в нижней пачке (170 м) наблюдается значительно больше прослоев доломитовых мергелей, а вторая пачка (50 м) сложена пластами каменной соли с тонкими прожилками доломита. Третья пачка (40—45 м) образована пелитоморфными доломитами и пестроокрашенными доломитовыми мергелями, причем все породы сильно засолены и загипсованы. В этой скважине толбачанская свита вскрыта полностью; вышележащая пачка (25—30 м) сложена каменной солью и ангидритом с тонкими прослоями доломитов, и лишь в самой верхней пачке (55 м), которая засолена значительно слабее всех нижележащих, наряду с доломитами и доломитовыми мергелями встречаются прослои водорослевых известняков.

Пласты каменной соли, гипса и ангидрита определенно указывают на то, что здесь налицо отложения осолоняющейся лагуны. При этом отчетливо видно, что засоленность и загипсованность пород увеличиваются с востока на запад. В этом же направлении возрастает и роль доломитовых мергелей. Знакомство с разрезами скважин позволяет разобраться в генезисе доломитово-кремневой брекчии, которой в Русско-Реченской скважине соответствуют пласты гипса и ангидрита, а в Наманинской — каменная соль. Более чем вероятно, что доломитово-кремневая брекчия является карстовой и обязана своим происхождением выщелоченной пачке галогенных пород, которую она замещает по простиранию. С этим вполне согласуется то обстоятельство, что брекчия представлена различными по величине обломками, составляющими свиту пород без каких-либо следов перемещения и сортировки, с зеркалами скольжения на глинистых разностях. Кроме всего прочего, небезинтересно отметить, что пачка гипсов и ангидритов в более западном разрезе (скважина у устья Наманы) замещается пластами каменной соли. Все сказанное позволяет утверждать, что «лагунность» отложений толбачанской свиты увеличивается в направлении с востока на запад.

Каменная соль, гипс и ангидрит, без сомнения, являются продуктами химического осаждения из пересыщенного раствора. Первично осажденными, как будет разобрано ниже, являются и пелитоморфные доломиты. Крупнокристаллические доломиты в значительной части образованы водорослями. Их строение удобнее всего рассмотреть в разрезе по р. Амге, где толбачанская свита вскрыта на значительном протяжении. Там тоже выделяется несколько пачек. Внизу (100 м) чередуются пелитоморфные и крупнокристаллические доломиты с прослоями доломитовых мергелей, преобладающих в кровле. Следующая пачка (70 м) почти целиком сложена пестрыми доломитовыми мергелями. Выше (50 м) идет чередование пластов крупнокристаллических пористых доломитов, образованных строматолитами, и красных доломитовых мергелей. В кровле свиты (70 м) залегают плитчатые пелитоморфные доломиты с большим количеством цветных кремней.

Как можно видеть, разрез по р. Амга в общих чертах повторяет более северные разрезы свиты. Отсутствует лишь пачка доломито-кремневых брекчий, которые в разрезе по Амге не превышают полуметровой мощности. В то же время на поверхностях напластования пелитоморфных доломитов и доломитовых мергелей на р. Амга в большом количестве встречаются трещины усыхания, знаки ряби, следы ползания организмов. Иногда разрушенные плитки пелитоморфного доломита образуют брекчию, сцементированную таким же или более глинистым пелитоморфным доломитом. Эти породы чередуются с пластами крупнокристаллических



Фиг. 17. Строматолит, засыпанный карбонатно-обломочным материалом.

Зарисовка обнажения. Толбачанская свита, р. Амга.

пористых доломитов и часто образуют уступы скальных обнажений. На отпрепарированных выветриванием поверхностях таких уступов отчетливо видно, что прослои массивных крупнокристаллических пористых доломитов образованы строматолитами типа *Collenia*, пышный рост которых периодически прекращался в связи с усилением привноса глинистого, а часто и карбонатно-обломочного материала. Можно в деталях наблюдать, что отдельные куполовидные колонии водорослей в кровле пласта дробились на отдельные «языки», стремившиеся подняться выше засыпавшего их карбонатного обломочного материала, но в конце концов не выдерживали этой борьбы (фиг. 17); однако следующий пласт снова оказывался образованным мощной коркой куполовидных строматолитов.

Обилие строматолитов, а также трещин усыхания и обломочных доломитов в породах свиты подчеркивает еще одно важное обстоятельство: крайнее мелководье южной части рассматриваемой лагуны. Глубина этого водоема в том районе, который является теперь бассейном Амги, колебалась в пределах всего лишь нескольких метров.

Непосредственный переход отложений западной фациальной области в отложения восточной уничтожен современной эрозией. Однако близ устья ручья Кыннат, в среднем течении Ботомы, в верхней части склонов долин наблюдались останцы светлых афанитовых известняков с доломитом и с прослоями порфиroidных известковистых доломитов; мощность пачки — около 30 м. Такие породы не встречались ни в разрезе куторгиновой свиты, ни в разрезе толбачанской. Тем не менее именно в этих породах Н. П. Суворовой с большим трудом удалось найти *Bergeroniaspis* cf. *bobrovi* S u v. и *B.* cf. *divergens* L e g m., близких к трилобитам куторгиновой свиты. Кроме того, соответствующая нижней половине куторги-

новой свиты часть разреза скважины Амга-I у устья Мундручи сложена чередующимися слоями светлых доломитов, афанитовых известняков и зеленоватых мергелей. Этот разрез отличается от разрезов каждой из разобранных выше фациальных областей и в то же время, повидимому, содержит элементы сходства с ними.

Весьма скудные и разрозненные сведения позволяют со значительной степенью условности выделить третью — центральную — фациальную область, аналогичную таковой в пестроцветной свите алданского яруса. Породы пачки известняков у устья ручья Кыннат очень сходны с породами нохоройского горизонта и, вероятно, так же, как и они, образовались в мелководной области перехода от лагуны к открытому морю, т. е. там, где уже утрачены черты открытого моря и еще не появились типичные лагунные условия.

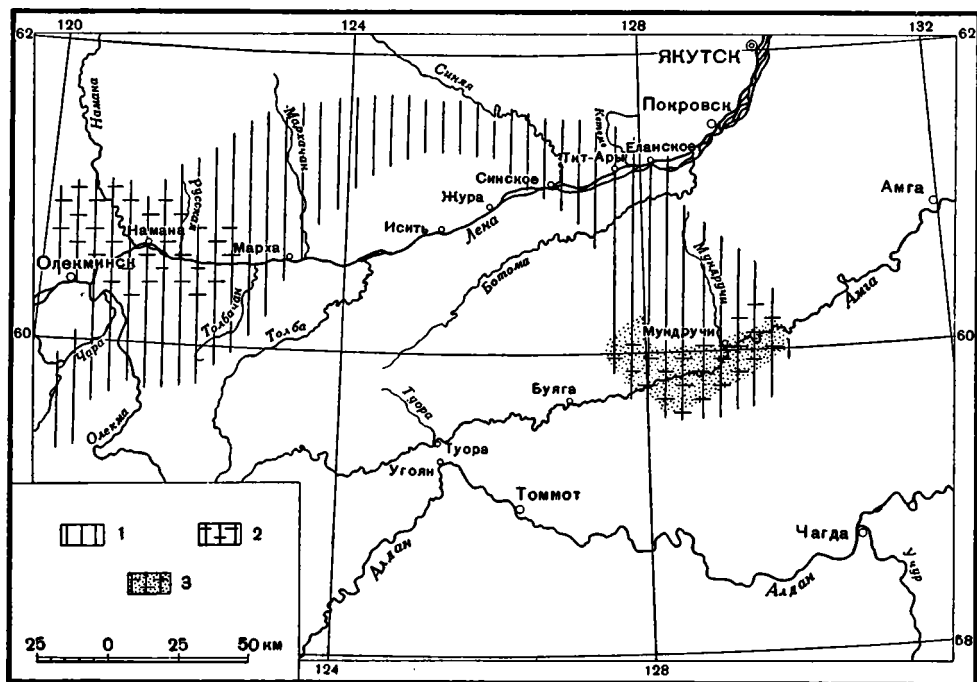
О л е к м и н с к и й г о р и з о н т

Этот горизонт можно считать, пожалуй, единственным из горизонтов нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива, который характеризуется исключительным однообразием во всех областях своего распространения. «Столбы», образованные породами этого горизонта, совершенно одинаковы в восточных и западных разрезах по Лене, на реках Амга и Ботома. Всюду для этих пород характерны коричнево-серая окраска и слабая битуминозность, и во всех разрезах присутствует один и тот же комплекс фауны трилобитов: *Bergeroniaspis ornatus* L e r m., *Jakutus quadriceps* L e r m., *Solenopleurella bella* R j o n s n и др.

Все это с достоверностью говорит о том, что в олекминское время на всем северном склоне Алданского массива существовали однообразные условия осадконакопления (фиг. 18). И если учесть, что верхняя часть куторгиновой свиты, отлагавшаяся в олекминское время, по литологическим признакам совершенно не отличима от своей нижней части, отлагавшейся в толбачанское время, то можно утверждать, что условия осадкообразования, существовавшие в толбачанское время только в восточной фациальной области, в олекминское время распространились на весь северный склон Алданского массива. При рассмотрении характера водоема толбачанского времени выяснилось, что это была обстановка окраинной части морского бассейна с нормальной соленостью воды. Поэтому, не останавливаясь на общем облике этого бассейна, следует отметить среди пород олекминского горизонта лишь некоторые различия, наблюдающиеся в разных разрезах.

Ранее уже указывалось, что в своей нижней части куторгиновая свита сложена доломитистыми известняками с извилистыми прослоями известковистых доломитов и что карбонатные зерна, слагающие эти породы, равновелики. Совершенно так же выглядит куторгиновая свита и в верхней своей части. Текстуры же и структуры пород олекминской свиты, вскрытой в западном разрезе по Лене, несколько иные. Отличие заключается, прежде всего, в большей пятнистости пород олекминской свиты. Здесь почти нет прослоев известковистых доломитов: последние образуют многочисленные причудливые пятна разных размеров. Отсутствует и равновеликость зерен доломита и кальцита, свойственная ранее описанным породам. Зерна доломита в пятнах известковистых доломитов олекминской свиты несколько крупнее зерен кальцита, и различать их в шлифах можно уже без прокрашивания. Эти породы как бы приближаются к типу пятнистых доломитистых известняков, встречающихся среди пород нохоройского горизонта пестроцветной свиты (см. гл. III).

Несколько своеобразны породы олекминской свиты и по р. Амга. Несмотря на полную аналогию текстур слагающих свиту пород на Амге и Лене, в разрезе по р. Амга совершенно отсутствуют доломитистые известняки и вся толща сложена известковистыми доломитами с различным и весьма небольшим (редко превышающим 10%) содержанием кальцита. В обнажениях по Амге можно наблюдать следы размывов в кровле пластов, косую слоистость и редкие прослои (до 20 см), образованные строматолитами. Количество фауны меньше, чем в породах олекминской свиты



Фиг. 18. Схема распространения фаций олекминского горизонта:

1 — фациальная область нормального открытого моря; 2 — близкая к переходной зоне часть нормального открытого моря; 3 — мелководная часть нормального открытого моря.

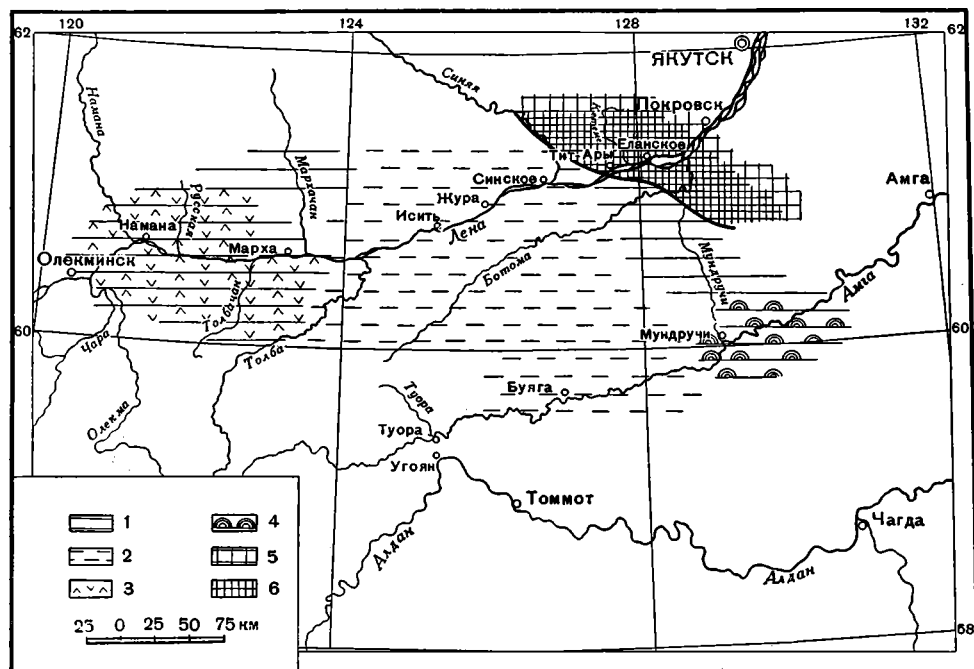
на Лене и в породах куторгиновой свиты. В кровле олекминской свиты на р. Амга наблюдается много крупных (до 5 см в длину) щелевидных пустот от выщелоченных кристаллов гипса, выполненных кальцитом. Неравномерно распределенные по породе, эти пустоты часто образуют своеобразные «звездочки», отдаленно напоминающие крупные снежинки. Наиболее густые скопления таких псевдоморфоз кальцита по гипсу обычно приводят к образованию каверн с характерными зубчатыми краями (табл. XII, 54).

Изложенные факты можно истолковать следующим образом. Обширный водоем на северном склоне Алданского массива в олекминское время был открытым попрежнему лишь на северо-востоке. Это привело к тому, что в западной его части (олекминская свита западного разреза по Лене) оставили отпечаток условия близости к области, переходной к лагуне, в то время как на юге (разрез олекминской свиты по р. Амга) в связи с близостью берега создалась обстановка сильно прогреваемого солнцем мелководья. Установившаяся при этом повышенная температура воды обусловила усиленную садку доломита. Появление кристаллов гипса в кровле свиты следует объяснить постепенным переходом к лагунным

условиям, сложившимся (см. ниже) во время образования осадков следующего — кетеминского — горизонта.

К е т е м и н с к и й г о р и з о н т

К этому горизонту относятся кетеминская свита, вскрытая в восточном разрезе по р. Лена, и чарская свита, вскрытая в западном разрезе по рекам Лена и Амга. Во время образования свит вещественный состав пород различных разрезов снова стал резко неодинаковым, и на северном склоне Алданского массива вновь появились две фациальные области: «западная» и «восточная» (фиг. 19).



Фиг. 19. Схема распространения фаций кетеминского горизонта:

1 — фациальная область осолоняющейся лагуны; 2 — предполагаемое распространение осадков осолонящейся лагуны (уничтожено эрозией); 3 — сульфатно-доломитные осадки осолонящейся лагуны; 4 — доломиты и доломитовые строматолиты мелководья осолонящейся лагуны; 5 — область перехода от лагуны к открытому морю; 6 — пятнистые доломитистые известняки и известковистые доломиты области перехода от лагуны к открытому морю.

Восточная фациальная область охватывает площадь развития пород кетеминской свиты, которые вскрыты в восточном разрезе по р. Лена и в нижнем течении Ботомы. Эта свита представлена пачками светлых афанитовых известняков с доломитом (пронизанных прослойками порфировидных известковистых доломитов), чередующимися с пластами крупнокристаллических пористых доломитов мощностью до 0,6 м и более. Крупнокристаллические пористые доломиты, кроме того, слагают в верхней части свиты однообразную толщу пород мощностью 40—60 м («доломитовый горизонт» А. К. Боброва, «тит-аринская свита» Ф. Г. Гурари). Отложения этой области весьма близки по своему характеру к отложениям нохойского горизонта пестроцветной свиты и к отложениям толбачанской свиты на р. Ботоме, в районе устья ручья Кыннат. Собственно известняки, встречающиеся в породах кетеминской свиты, по своей структуре исключительно микрозернисты и однородны. В них в виде включе-

ний содержатся мелкие (до 2 мм) сферические стяжения кремня, образующие скопления в виде коротких цепочек, ориентированных по напластованию, и круглые конкреции кальцита (до 12 см), обладающие радиально-лучистым строением. Обломки раковин морских организмов (трилобитов и брахиопод) встречаются чрезвычайно редко. Порфирированные известковые доломиты в этих известняках образуют частые извилистые желтые прослойки, иногда толщиной до 1 см. Светлые «сахаровидные» крупнокристаллические пористые доломиты слагают массивные (до 1—1,2 м) пласты; поры в них нередко бывают выполнены или инкрустированы кальцитом и кремнем; последний иногда заполняет также тонкие трещины в породе. Некоторые участки пронизаны кремнем так интенсивно, что от куска породы, растворенного в соляной кислоте, остается нераспадающийся кремневый «скелет», который представляет собой комбинацию прожилков и полых внутри скорлупок, являющихся внутренними слепками пор. Часто полости таких инкрустированных кальцитом или кремнем пустот бывают заполнены черным блестящим битумом.

В этих породах, так же как и в породах области перехода от лагуны к морю нормальной солености в журиновское время, мало прямых указаний на условия их образования. Исключительная микрзернистость и однородность известняка не оставляют сомнений в его хемогенном происхождении; конкреции кальцита и сферические включения кремня образовались, повидимому, в процессе диагенеза, а инкрустация пор и трещин крупнокристаллических доломитов кальцитом, кремнем и битумом — в процессе эпигенеза. Большое количество прожилков и прослоев доломита, как порфирированного известкового, так и крупнокристаллического пористого, говорит о частой смене условий, то благоприятствующих, то не способствующих садке доломитов. Можно предположить, что здесь, так же как и в переходной области времени отложения пестроцветных осадков, сказывалась неустойчивость условий этой фациальной области. Такие осадки накапливались на широкой полосе мелководья, граничащей с одной стороны — с открытым морем нормальной солености, а с другой стороны — с водоемом типа осолоненной лагуны. Именно такая обстановка и сложилась, повидимому, в восточной фациальной области кетеминского времени.

Отложения западной фациальной области имеют совершенно иной облик. В чарской свите, вскрытой по р. Амга и в западном разрезе по р. Лена, распространены главным образом доломиты — пелитоморфные, плитчатые и крупнокристаллические пористые, из которых преобладают пелитоморфные. В нижней части свиты наблюдается большое количество доломитово-кремневых брекчий, образующих на Лене пласты толщиной до 20 м. В скважине у устья Наманы эта часть свиты сложена в основном сильно загипсованными доломитами с прослоями чистых гипсов и ангидритов мощностью до 10 м. Очевидно, здесь так же как и в толбачанском горизонте, галогенные породы выщелачиваются и взамен них образуется доломитово-кремневая брекчия. Кроме того, в западном разрезе по Лене среди пород чарской свиты наблюдались светлосерые плитчатые афанитовые известняки, а в нижней половине свиты — волнисто-микрослоистые (водорослевые?) листоватые известняки светлосерого цвета, образующие хорошо прослеживающиеся по простиранию пласты мощностью до 7—8 м. Встречались также прослойки оолитовых и пизолитовых известняков. В нескольких местах среди доломитов свиты на Лене сохранились небольшие останцы пластов гипса.

В разрезе по р. Амга чарская свита в основной своей массе образована доломитовыми строматолитами и перемежающимися с ними пластами доломитов обломочного происхождения. В ряде случаев на выветрелых и как бы «проявленных» стенках обнажений удается наблюдать как водо-

рослевые колонии, так и покрывающие их своеобразные косослоистые «карбонатные песчаники». Нередки прослой осадочных брекчий, где «карбонатный песок» цементирует обломки и плитки пелитоморфного доломита. Иногда можно наблюдать, как в отдельные моменты своего образования такая брекчия как бы «схватывается» тонкой коркой строматолитов; в некоторых местах эта корка ломается и куски ее принимают участие в создании брекчий уже в качестве обломков. Часто плитки и обломки пород такой брекчий сами обволакиваются тонкой водорослевой коркой. Верхние части строматолитов нередко бывают окремнены, причем в кремнях сохраняется отчетливая водорослевая текстура.

В значительном количестве в породах свиты содержится флюорит. Начиная от самых нижних слоев, где землистый флюорит (в шлифах микрокристаллический, до 0,2 мм) образует тонкие, быстро выклинивающиеся по простиранию фиолетовые прослойки, вверх по разрезу почти во всех породах отмечаются то в большем, то в меньшем количестве включения флюорита. Скопления кристаллов его в породе обычно ориентированы по напластованию. Часто встречаются равномерно распределенные по прослойкам щелеобразные поры от выщелоченных кристаллов гипса. Кроме того, В. В. Крылов отмечал в ряде случаев псевдоморфозы глинистого вещества по кубикам соли.

Облик пород чарской свиты в целом не оставляет никаких сомнений в том, что западная фациальная область — обширный водоем типа осоложнящейся лагуны. При этом в южных разрезах (р. Амга), как и прежде, отмечается крайнее мелководье, доступное для образования мощных толщ строматолитов.

Е л а н с к и й г о р и з о н т

Еланский горизонт выделяется только в восточной части района. В него входит еланская свита, вскрытая в восточном разрезе по р. Лена и в нижнем течении Ботомы. В указанных разрезах свиту слагают известняки с глауконитом, чередующиеся с обломочными известняками. В восточном разрезе по р. Лена в основании свиты залегают доломит с глауконитом и доломитовая брекчия с глауконитом в цементе, образующие пачку слоев мощностью 3—5 м. В нижнем течении Ботомы эта часть свиты закрыта осыпью. Верхняя часть еланского горизонта размыта, и вышележащие среднекембрийские отложения ложатся по направлению с запада на восток на все более и более низкие слои. В крайних восточных выходах (у с. Еланское) в результате размыва верхних слоев мощность свиты снижается до 5 м.

Доломит с зернами глауконита и доломитовая брекчия с глауконитом тесно связаны между собой и переходят одна в другую. Слои брекчий, как правило, плохо выдерживаются по простиранию, образуя линзовидные тела в доломитах. Контакт этих пород часто неровный, по волнистой линии. Сменяющие доломиты и брекчий известняки с глауконитом содержат большое количество остатков разнообразной фауны. Здесь встречены трилобиты *Micmacca rara* L e r m., *Paramicmacca sibirica* L e r m., *Protolenus grandis* L e r m., *Bonnia* sp., *Bathyriscellus robustus* L e r m., *B. grandis* L e r m., *Chondrograulus minussensis* L e r m., *Erbia sibirica* L e r m., *Granularia* sp. и др., археоциаты *Ethmophillum abakanensis* V o l o g d., *E. grandiperforatum* V o l o g d., *Archaeocyathus densus* V o l o g d., *Archaeofungia* sp. и др. и брахиоподы *Kutorgina lenaico* L e r m., *Nisusia* sp., *Vajenovia* sp. Широко распространены в этих породах и эпифитоновые водоросли. Органические остатки встречаются как в виде цельных скелетов, так и в виде разнообразного детритуса, который содержится также и в обломочных известняках, чередующихся с этими породами.

Фауна пород этого горизонта свидетельствует о пышном расцвете органической жизни в морском водоеме еланского времени. При этом такие группы животных организмов, как трилобиты и археоциаты, а также эপি-фитоновые водоросли, обычно являются обитателями «нормально-морских» бассейнов, в которых условия газового режима и солености благоприятны для нормальной жизни животных. Тот факт, что соленость бассейна не повышалась против нормы, подтверждается также чистотой химического состава известняков. Вместе с тем наличие водорослей в этих породах, а также прослой обломочных известняков и детритус раковин животных позволяют считать, что эти породы образовались из осадков мелководья, отлагавшихся выше границы зоны взмучивания. Все сказанное указывает на то, что к моменту отложения основной массы пород еланской свиты в восточной части северного склона Алданского массива снова установилось господство нормального открытого моря. Слои доломита с глауконитом и доломитовая брекчия являются, по существу, базальными слоями этих отложений. Таким образом, еланский горизонт знаменует собой новую трансгрессию нижнекембрийского бассейна, в связи с которой можно рассматривать и образование глауконита.

Глава V

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОГО МОРСКОГО БАССЕЙНА НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ АЛДАНСКОГО МАССИВА

Опираясь на изложенный выше фактический материал, попытаемся коротко обрисовать историю развития рассматриваемого нижнекембрийского морского водоема.

Основанием, на котором лежат нижнекембрийские отложения, служат граниты и метаморфизованные породы архея. Поверхность этих пород, как показал Д. К. Зеgebарт (1939₁), весьма сильно пенеplенизирована, о чем также свидетельствует малая мощность базального конгломерата. Сглаженность гранитного основания говорит о довольно значительном времени пенеplенизации, которой подвергался северный склон Алданского массива в архее. Однако поверхность докембрийской плиты под нижнекембрийскими осадками почти не затронута химическим выветриванием. Это дает основание предполагать существование, по крайней мере для последних моментов истории докембрийского континента, жаркого и сухого климата, под влиянием которого преобладали процессы физического разрушения пород.

Трансгрессия нижнекембрийского моря началась с севера и северо-востока; это подтверждается установленным Д. К. Зеgebартом (1939₂) постепенным увеличением мощностей осадков толбинской свиты с юга на север и появлением в этом направлении в составе свиты все более древних отложений. Сразу же на всей залитой морем площади установились лагунные условия, приведшие к образованию мощных толщ доломитов с включениями и прослоями гипса и ангидрита. Последние одновременно свидетельствуют о сохранении засушливого климата в рассматриваемой области. Среди образовавшейся лагуны оставались еще участки суши, поставлявшие терригенный материал, основным источником которого были, по видимому, острова в районе современного Патомского нагорья (В. А. Обручев, 1935). Справедливость этого вывода подтверждается четким уменьшением в направлении с запада на восток как величины обломочных зерен кварца, так и мощности пластов с терригенным материалом. В самом конце толбинского века (момент образования 4-й и 5-й пачек) на востоке района появляются осадки мелководных фаций области, переходной от лагуны к открытому морю; последние отмечены в скважинах Синского разведочного участка, Амга-II и частично Амга-I и характеризуются известняками с прослойками доломита, доломитовыми гравелитами и оолитовыми известняками.

Кю времени отложения журиных осадков приурочена заметная трансгрессия моря, в результате чего вся восточная часть района оказалась занятой неглубоким нормальным морем, и лишь на западе еще сохрани-

лись лагунные условия. В бассейн продолжало поступать значительное количество терригенного материала, но характер его заметным образом изменился. В это время вместо песчаных частиц в море поступал лишь тончайший красный пелитовый материал, представлявший собой, по данным рентгенографических, термических и химических анализов, глинистые минералы типа гидрослюд. Источником их являлись, по видимому, те же острова Патомского нагорья. Центральная часть района представляла собой мелководье, осадки которого подтверждают существование здесь области перехода от лагуны к открытому морю. С востока район мелководья окаймлялся полосой археоциатовых и археоциатово-водорослевых биогермов; с запада к нему примыкала осолоняющаяся лагуна с накапливавшимися в ней галогенными породами и каменной солью (см. рис. 3).

Максимального развития морские условия достигли в начале журиинского века. Впоследствии осолонявшаяся лагуна распространялась все более на восток и заняла обширную часть области, где вначале отлагались осадки переходной зоны от лагуны к открытому морю. Это сказалось в образовании лагунной еловской (малыканской) пачки, покрывающей отложения переходных фаций (чуранская и нохоройская пачки). Одновременно с регрессией область, занятая нормальным открытым морем, испытывала некоторое погружение. Последнее выразилось в исчезновении археоциатовых биогермов и водорослей, а также в уменьшении поступления глинистого материала. В самом конце времени отложения журиинского подъяруса в осадок стало поступать большое количество органического вещества, что привело к накоплению рассеянного пирита и как следствие — к изменению окраски пород: вместо светлых и ярких красных глинистых известняков возникли грязнозеленые и серые «переходные слои».

Синское время отличалось от предыдущего новым усилением трансгрессии моря. На востоке существовало относительно глубоководное нормальное открытое море с обильной органической, в том числе и донной, жизнью. В этот бассейн обломочный материал уже почти не поступал. Вместе с хемогенным и частично органогенным карбонатом кальция там в значительных количествах накапливалось органическое вещество. Так образовывались черные битуминозные известняки, характеризующие синский горизонт: фация битуминозных известняков шельфа нормального открытого моря. Вязкость обогащенного органическим веществом осадка и некоторый уклон дна обусловили появление подводных оползней. В это время на западе создались условия несколько распределенной лагуны, в которой отлагались только доломиты. Отложения переходного характера, в которых близкие к лагунным доломиты чередуются с близкими к нормально-морским известнякам, занимают значительную часть западной половины района (см. фиг. 11). Обилие органического вещества характерно также и для этой части горизонта.

Толбачанский горизонт, напротив, ознаменовался значительной регрессией моря. Фации осолоняющейся лагуны этого горизонта занимают гораздо большую территорию по сравнению с той, какую они занимали во время отложения пестроцветной свиты.

В западной части района под влиянием жаркого аридного климата накапливались каменная соль, ангидрит, гипс; вновь в значительных количествах начал отлагаться глинистый терригенный материал вместе с доломитами. Южная часть лагуны характеризуется заметным мелководьем с широким развитием строматолитов. В породах этой области часто видны трещины усыхания, мелкие перемывы, прослой обломочных карбонатов. Фации перехода от лагуны к открытому морю по сравнению с пестроцветной свитой значительно переместились к востоку. Нормально-морские условия (более мелководные, чем во время отложения синского

горизонта) сохранились лишь на крайнем северо-востоке района (см. фиг. 16).

К олекминскому времени морские условия снова распространились на весь северный склон Алданского массива. Однообразие горизонта нарушалось лишь на крайнем западе, где породы по типу несколько приближаются к породам переходных фаций, и на юго-востоке, где редкие прослой водорослей и обломочные карбонаты выявляют мелководный характер этой части горизонта (см. фиг. 18).

Время отложения кетеминского горизонта характеризуется новой крупной регрессией и наибольшим распространением фаций осолоняющейся лагуны на северном склоне Алданского массива. Отложения области перехода от лагуны к открытому морю вытесняются в крайнюю северо-восточную часть района; осадков нормального моря в рассматриваемых границах нет. Фация сульфатно-доломитовых и соленосных осадков осолоняющейся лагуны вновь широко распространена на западе, а на юго-востоке четко выделяется фация доломитов и доломитовых строматолитов мелководья осолоняющейся лагуны (см. фиг. 19). Во время образования кетеминского горизонта осолоняющаяся лагуна продолжала расширяться на восток, вытесняя из пределов района и переходную зону от лагуны к открытому морю, что устанавливается по образованию сплошной толщи крупнокристаллических доломитов в верхней части кетеминской свиты.

Отложения еланского горизонта свидетельствуют о новой трансгрессии нижнекембрийского морского бассейна. Они известны только в восточной части района, где представлены известняки открытого моря с большим количеством трилобитов, археоциат, эпифитоновых водорослей и глауконита. Ни в центральной, ни в западных частях района не сохранилось пород, одновозрастных еланскому горизонту.

Отложениями еланского горизонта заканчивается процесс нижнекембрийского осадкообразования на северном склоне Алданского массива. Породы среднего кембрия залегают на еланском горизонте с размывом и стратиграфическим несогласием. Продолжительность перерыва была, повидимому, невелика, ибо среднекембрийские породы содержат трилобиты, близкие и даже идентичные трилобитам еланского горизонта.

Из сказанного вытекает, что фации нижнекембрийского морского бассейна на северном склоне Алданского массива на разных этапах занимали различное географическое положение. При этом наблюдались по крайней мере три более или менее крупные трансгрессии, приводившие к распределению лагун и возникновению нормально-морских условий на значительной части района, и не менее трех столь же крупных регрессий, в результате которых на северном склоне Алданского массива устанавливался режим осолоняющихся лагун.

В настоящее время можно не только констатировать наличие указанных колебаний моря, но и сделать некоторые выводы относительно геологических условий, в которых осуществлялись эти трансгрессии, и прежде всего в отношении климата. Отсутствие следов химического выветривания на Алданском щите, а также накопление соли, гипса и ангидрита определенно свидетельствуют о жарком аридном климате на прилегающей суше и о достаточно высокой температуре морской воды. В литературе имеется приблизительный расчет температуры воды нижнекембрийских морей северной Азии, базирующийся на опытах Ван-Гоффа по осаждению различных солей, на обилии известьевыделяющих водорослей и на морфологии археоциат (Вологдин, 1940). По этому расчету температура воды в осолоняющейся лагуне колебалась в пределах 30—60° и выше, а в нормальном открытом море не опускалась ниже 20°.

Подобные указанным климатические условия в кембрийском периоде, судя по характеру отложений, существовали в северной Индии и в Иране.

В то же время кембрийские отложения в Африке, Австралии, Южной Америке и в Китае характеризовались влажным холодным климатом, а в ряде случаев и наличием оледенений¹. Все это говорит о своеобразной климатической зональности земного шара в кембрии. На схеме Лотце зона соленаккопления, а стало быть, и область засушливого климата для кембрийского времени изображена в виде полосы, протягивающейся от Чукотки к северной Индии, т. е. почти меридионально.

Большое влияние на изменение палеогеографии и фаций оказывал тектонический режим Алданского щита, испытывавшего в нижнекембрийское время постепенное погружение. Последнее, как можно судить по толще нижнекембрийских отложений, непрерывно компенсировалось накапливающимися карбонатными осадками. Перемещение и смена фаций на северном склоне Алданского массива отражают не что иное, как этапы замедления и ускорения этого погружения.

С. П. Ситников (1946) сделал попытку разобраться в колебательных движениях северного склона Алданского массива в течение кембрийского периода. Его работа построена исключительно на анализе мощностей, причем на основании этого анализа выделены новые тектонические фазы. В настоящее время эта работа имеет лишь исторический интерес, так как она основывается на неправильной стратиграфии, дающей превратное представление об изменении мощностей. Достаточно упомянуть, что С. П. Ситников считает синскую свиту (40 м) одновозрастной толбачанской свите (около 200 м), а олекминскую свиту по р. Амга принимает за низы размытой куторгиновой свиты восточного разреза по Лене. Картина мощностей, нарисованная им на основании ошибочных стратиграфических представлений, совершенно не соответствует действительности.

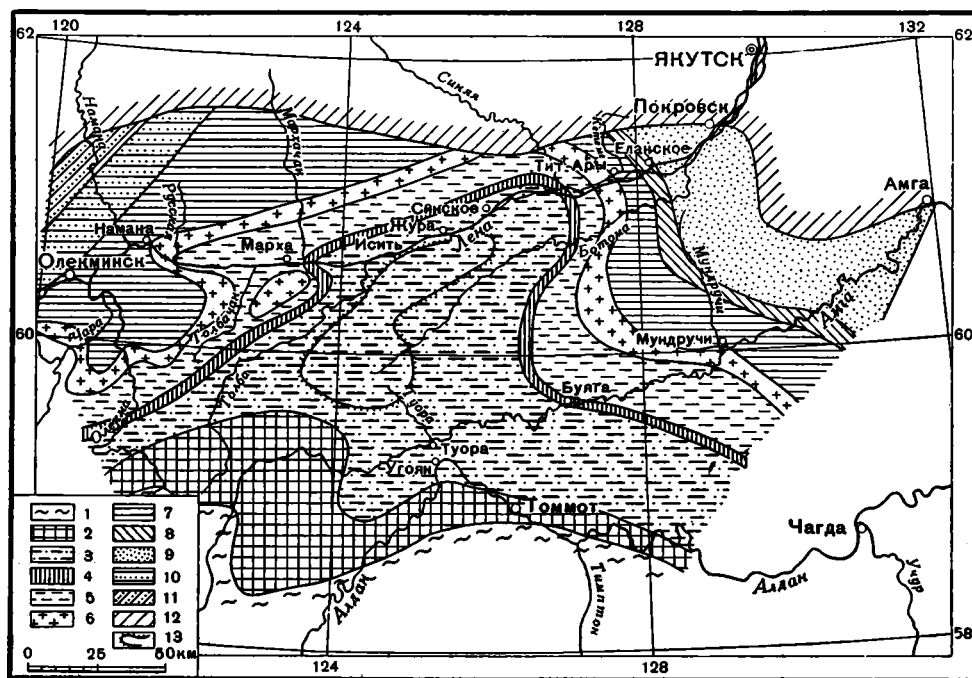
Колебательные движения Алданского массива пока улавливаются главным образом по смене фаций на его северном склоне. При этом можно видеть, что колебательные движения на разных участках имеют различную амплитуду. Так, во время отложения журиинского подъяруса на фоне опускания восточной части района (переход от мелководной пестроцветной свиты к более глубоководной синской) заметно отстает центральная часть, что сказывается в перемещении области перехода от лагуны к открытому морю все далее на восток. Повидимому, это обусловлено образованием крупной антиклинальной структуры в средней части описываемого района.

Антиклинальная структура четко видна на схеме геологического строения северного склона Алданского массива (фиг. 20). Ось ее простирается с юго-запада на северо-восток и проходит от междуречья верховьев рек Амга и Толба, где вскрыт толбинский подъярус, до р. Сияня, где более молодые горизонты нижнего кембрия закрыты плащом мезозойских отложений. Следует сказать, что эта структура, установленная еще А. Л. Чекановским и А. Г. Ржонсницким на Лене (Обручев, 1935), считалась ориентированной меридионально. Эта ошибка была вызвана неверным представлением О. В. Флеровой (1941) о стратиграфии разреза по Амге. Более достоверное сопоставление амгинских и ленских разрезов дало возможность уточнить геологическое строение района и показать иное простиранье упомянутой структуры. Можно добавить, что эта структура, нанесенная в соответствии с нашими данными на тектоническую карту южной части Сибирской платформы (Зайцев, 1954), очень хорошо сочетается с общим планом тектонического строения этой обширной области.

В пользу образования данной структуры в течение нижнекембрийского времени свидетельствуют границы фаций нижних горизонтов. В тех

¹ См. серию статей в Трудах XVII сессии Международного геологического конгресса, 1937 г., т. 6, симпозиум по палеоклиматам. М., 1940.

случаях, когда их можно провести уверенно, они располагаются согласно контурам структуры. Это хорошо видно на примере распределения фаций журиинского подъяруса, когда структуру как бы оконтуривала полоса археоциатовых и археоциатово-водорослевых биогермов (см. фиг. 6). Значительное накопление галогенных пород и каменной соли в соседней с антиклинальной структурой западной части района говорит о прогиба-



Фиг. 20. Схема геологического строения северного склона Алданского массива:

1 — докембрий; 2—3 — нижний кембрий (2 — толбинский подъярус, 3 — журиинский подъярус, 4 — сиянский горизонт, 5 — толбачанский горизонт, 6 — олекминский горизонт, 7 — кетеминский горизонт, 8 — еланский горизонт); 9 — средний кембрий; 10 — верхний кембрий; 11 — силур; 12 — юра; 13 — контур выходов синского и толбачанского горизонтов в верхней части водораздела.

нии этого участка в момент образования осадков пестроцветной и толбачанской свит. Кроме того, в западном направлении отчетливо увеличивается мощность свит, вскрытых скважинами у устьев рек Намана и Русская Речка (см. фиг. 4). Повидимому, повышаются мощности осадков и по направлению к юго-востоку от антиклинальной структуры, где располагается вторая, юго-восточная, синклиальная область. Судить об этом увеличении можно только по мощности толбачанской свиты, которая на р. Амга значительно выше, чем на реках Толбачан и Лена.

Несколько по-иному сложились взаимосвязи фаций и антиклинальной структуры в конце нижнего кембрия. Так, олекминский горизонт характеризуется однообразным литологического состава и постоянной мощностью; в кетеминский век лагуна независимо от антиклинальной структуры распространилась на значительную площадь и вытеснила открытое море. При рассмотрении фациальных карт этого времени уже не улавливается никакой связи между контуром структуры и расположением фаций, — напротив, бросается в глаза их полная независимость друг от друга. Все это наводит на мысль о замедлении или прекращении роста антиклинальной структуры к концу нижнего кембрия. Изменение фаций в это время, повидимому, отражает только общие колебания Алданского щита.

Глава VI

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ КАРБОНАТООБРАЗОВАНИЯ В НИЖНЕКЕМБРИЙСКОЕ ВРЕМЯ НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ АЛДАНСКОГО МАССИВА

Как уже говорилось, нижнекембрийский морской водоем на северном склоне Алданского массива представлял собой единую седиментационную область, в которой достаточно отчетливо различались фации нормального моря, осолоняющихся лагун и переходная зона между ними. На дне водоема накапливались главным образом карбонатные осадки, которые наблюдаются теперь в виде мощных толщ известняков и доломитов. Образованию и накоплению карбонатных пород способствовала повышенная температура воды, при которой карбонаты в водоеме достигали насыщения. Кроме того, значительная выравненность окружающей водоем суши обусловила не только малое количество, но и тонкость сносимого терригенного материала.

Осадки нижнекембрийского водоема характеризует еще одна важная особенность: известняки, а также, как будет показано ниже, и доломиты в подавляющей своей массе образовались хемогенным путем, т. е. за счет непосредственного выпадения в осадок мелких кристалликов карбонатов. Это подтверждается большим количеством слоев афанитовых и пелитоморфных карбонатов. Породы эти весьма тонкозернисты, равномернозернисты и почти не содержат никаких посторонних включений. Залегают они ровными, хорошо выдержанными по простиранию слоями обычно с гладкими поверхностями напластования. Наряду с этим некоторую (правда, весьма эпизодическую) роль в образовании пород начинают играть и морские организмы. Их незначительное участие, выразившееся в формировании археоциатовых и водорослевых биогермов, пластов строматолитов и редких прослоек трилобитовых ракушняков, лишь подчеркивает резкое преобладание хемогенного карбонатообразования над органо-генным.

Обычно хемогенные известняки отличаются большой чистотой; накапливались они главным образом в фациях нормального моря. Эти фации характеризуются, в первую очередь, обильной и разнообразной органической жизнью, ибо само понятие «нормальные» означает, прежде всего, благоприятные условия для жизни и развития разнообразных организмов. При этом в ряду необходимых условий существования разнообразных морских животных и растений на первых местах стоят «нормальная соленость» и «нормальный газовый режим» водоема.

«Нормальной» в настоящее время считается соленость воды мирового океана, равная $3,5 + 0,2\%$. Кроме того, для «нормально-соленых» морей характерен однообразный ионный состав солей, обусловленный, так же как

и однообразие солености, непрерывной циркулирующей океанической воды. Влияние изменения солености в ту или иную сторону на видовой состав фауны наглядно видно на примере современных морей. Так, опресняющееся Черное море содержит лишь 415 видов различных животных при наличии в нормально-соленом Средиземном море 3355 видов, в опресненном Ботническом заливе содержится всего 10 видов, в то время как в наиболее соленом проливе Балтийского моря (Каттегат) насчитывается 361 вид. Так же резко в результате осолонения сокращается разнообразие органического мира. Стеногалинные формы довольно быстро полностью вымирают, а эвригалинные сначала испытывают угнетение, однако с некоторого предела осолонения бассейн совершенно лишается макрофауны (Н. М. Страхов, 1948).

Мы далеки от мысли принимать за «нормальную» соленость древних морей цифровые значения солености современного океана. Учитывая необратимую эволюцию гидросферы, можно смело сказать, что в абсолютных выражениях соленость древних «нормальных» морей несколько отличалась от солености современных¹. Однако не вызывает сомнения существование как однообразно-соленого «нормального» нижнекембрийского мирового океана, к жизни в котором приспособились многочисленные морские животные и растения того времени, так и водоемов с аномальной соленостью. В последних случаях, как и в современных морях, следует ожидать обеднения видового состава организмов.

То же можно сказать и о газовом режиме морских водоемов. «Нормальный» газовый режим предусматривает достаточное перемешивание морской воды и поступление необходимого для жизнедеятельности организмов кислорода в нижние слои. Нарушение правильного водообмена приводит к стратификации воды в бассейне, к обеднению O₂ нижних слоев воды, а в некоторых случаях и к накоплению в них сероводорода, что влечет за собой полную гибель макробентоса. Характерным примером сероводородного заражения нижней части бассейна является Черное море. Нет сомнения, что условия аномального газового режима могли существовать и в древних водоемах.

На фиг. 24 показаны распространение различных групп морских животных и растений (по числу видов) и средняя доломитность разных свит нижнекембрийских отложений восточного разреза по р. Лена.

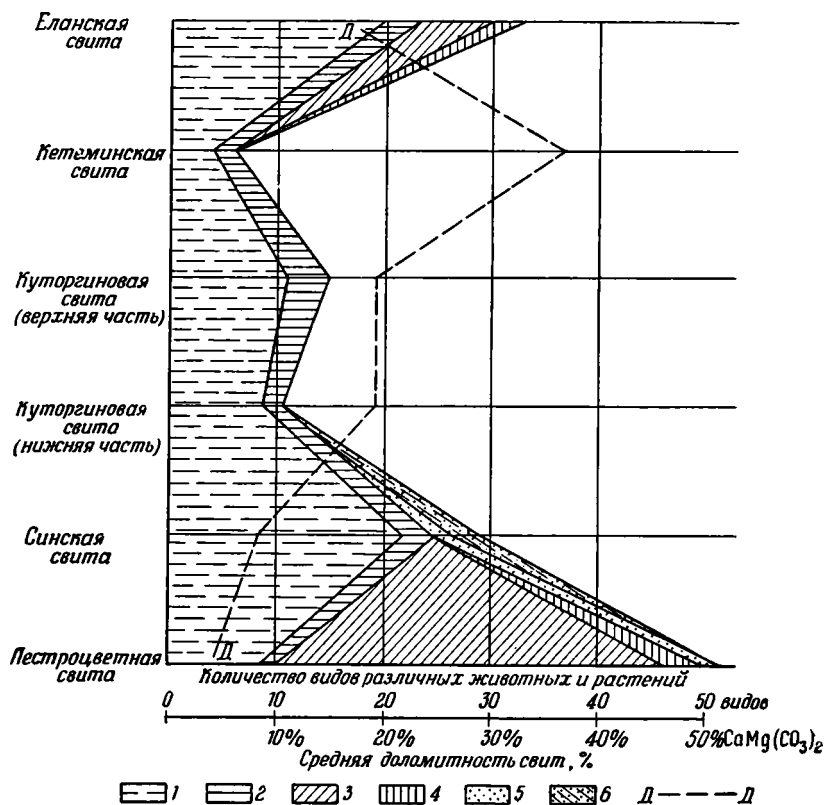
Анализ графика показывает, что разнообразие видов морских животных явно сокращается от пестроцветной до кетеминской свит и затем вновь увеличивается в еланской свите. Это сокращение заставляет предполагать постепенное изменение условий обитания организмов и подтверждает сделанный ранее вывод о том, что в кутургиновой свите мы встречаем лишь окраинную часть нормально-морского водоема, переходящего в лагуну. Породы кетеминской свиты, связанной с кутургиновой постепенным переходом, являются, по существу, уже отложениями фации области перехода от лагуны к открытому морю. Возврат нормально-морских условий в еланское время вызвал новый интенсивный расцвет органической жизни.

Приведенный график подчеркивает также четкую смену биоценозов при переходе от одной свиты к другой. Археоциатово-водорослевый биоценоз пестроцветной свиты (с редкими трилобитами, брахиоподами и птероподами) сменяется в синское время трилобитово-брахиоподовым биоценозом, в котором незначительную роль играют птероподы и губки, а водоросли и археоциаты отсутствуют совершенно.

Во время отложения пород кутургиновой свиты органический мир представлен лишь трилобитами и брахиоподами; еланское же время вновь

¹ Н. М. Страхов (1948) сделал приблизительный расчет, по которому соленость нижнекембрийского океана равна 2,5--3%.

знаменуется разнообразным трилобитово-археоциатово-водорослевым биоценозом. Такая смена одних групп организмов другими с несомненно-стью указывает на изменение среды обитания, т. е. на различие фациальных условий. Поскольку зона жизнедеятельности донной флоры ограничивается глубиной проникновения солнечного света, присутствие эпифитоновых водорослей является достоверным признаком мелководья; резкое



Фиг. 21. Распространение различных групп морских животных и растений в нижнекембрийских отложениях восточного разреза по р. Лена (по данным И. Т. Журавлевой, К. Б. Кордэ, Е. В. Лермонтовой, Н. В. Покровской, Н. П. Суворовой) и средняя доломитность свит:

1 — трилобиты; 2 — брахиоподы; 3 — археоциаты; 4 — водоросли; 5 — птероподы; 6 — губки; Д — Д — средняя доломитность.

исчезновение водорослей, естественно, можно рассматривать как следствие углубления бассейна.

Сопоставление этого графика с графиком средней доломитности пород различных свит вскрывает еще одно важное обстоятельство: тесную взаимосвязь доломитности свит с количеством содержащейся в них фауны. Кривая средней доломитности различных свит является почти точным, зеркальным, отображением кривой количества различных видов морских животных и растений. В тех свитах, где фауны и флоры мало, средняя доломитность значительно возрастает, и наоборот. А это значит, что изменение доломитности пород в данном случае мы вправе рассматривать как признак изменения солености водоема наравне с колебаниями в разнообразии фауны и флоры. Иными словами, увеличение доломитности, так же как и вымирание фауны, свидетельствует о переходе к лагунным условиям.

Попытаемся теперь представить, что же происходит с другой стороны рассматриваемой седиментационной области — в осолоняющейся лагуне.

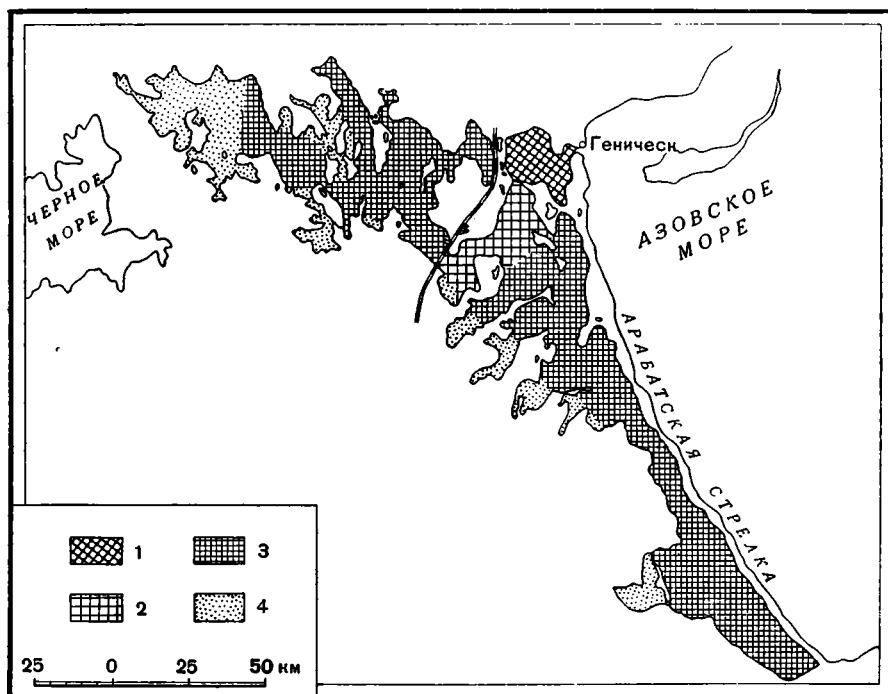
Осолоняющаяся лагуна представляет собой бессточный водоем, слабо связанный с нормальным морем. Потеря воды при поверхностном испарении этого водоема не компенсируется притоком речных вод с континента, что вызывает понижение уровня водоема по сравнению с нормальным морем и как следствие — постоянный приток в лагуну морских соленых вод. Обусловленное этим повышение солености водоема отражается на облике фауны и минералогии осадка. Макрофауна испытывает угнетение и может совершенно исчезнуть. Значительную роль в ходе осадкообразования приобретает химическое осаждение, причем в осадок переходят такие соли, как гипс, ангидрит и галит. Присутствие их в породе является достаточным указанием на осолоняющийся характер древнего водоема. При осолонении меняется также и минералогическая форма осаждающихся карбонатов: увеличение солей магнезия в воде приводит к тому, что карбонаты осаждаются из раствора почти исключительно в виде доломита. Осаждение доломита в лагуне обычно предшествует садке галогенных пород, а также сопровождает последнюю. «Доломитная стадия» в древних осолоняющихся лагунах, как показал Н. М. Страхов (1951), является обязательной.

Характерным и наиболее ярким примером современной лагуны является залив Кара-Богаз-Гол, расположенный на восточном побережье Каспийского моря. Площадь этого залива в настоящее время составляет около 17 тыс. км². От Каспийского моря он отделен полосой песчаных кос — пересыпей — протяженностью 60—70 км. Примерно в средней части этой полосы имеется пролив длиной около 5,5 км и шириной от 200 до 700 м, через который в залив непрерывно вливается вода Каспийского моря. Приток поступающей воды до последнего десятилетия составлял в среднем до 20 км³ в год (Иванов, 1953).

Другим примером современной лагуны является залив Сиваш, соединенный с Азовским морем узким Геническим проливом. Берега Сиваша очень изрезаны и образуют ряд полуостровов, мысов, заливов и проливов разнообразной формы. Такая изрезанность создает сильную расчлененность бассейна и некоторую изолированность отдельных его частей. При этом по мере удаления от Азовского моря соленость вод Сиваша постепенно повышается (от 0,7 до 24° Вé). Так, А. И. Прошкина-Лавренко (1940) выделяет по степени солености мезогалинный Сиваш с концентрацией солей 0,75—3° Вé, полигалинный Сиваш (3—6° Вé), ультрагалинный Сиваш (5—20° Вé) и зону «меляков» и «засух» (фиг. 22). Выпадение и аккумуляция солей из рапы этой лагуны идет лишь в большей части ультрагалинного Сиваша и в зоне «меляков» и «засух». Мезогалинный Сиваш, так же как и полигалинный, кроме повышенной солености воды, характеризуются лишь постепенным угнетением фауны и флоры. Вещественный состав илов этих зон Сиваша мало чем отличается от вещественного состава илов Азовского моря. Таким образом, в отличие от блюдцеобразного Кара-Богаз-Гола, где поступающая из Каспийского моря вода около «устья» пролива быстро смешивается с рапой и тут же начинает интенсивно испаряться, в Сиваше в результате его прихотливой конфигурации отчетливо видна довольно обширная переходная область.

Приблизительно такое же постепенное повышение солености по мере перехода от нормального моря к лагуне существовало, вероятно, и в древних, значительно более крупных по масштабам, лагунах. Выше (см. гл. III) подробно разобран запечатлевшийся в породах переход от богатых фауной известняков нормального открытого моря к соленосным осадкам. Однако в отличие от современных лагун, в частности от Сиваша, в древних водоемах даже небольшие изменения солености влияли, повидимо-

му, на минералогический состав карбонатов в осадке. Дело в том, что доломитообразование в древних водоемах вследствие повышенного содержания CO_2 в атмосфере и соответственно высокого щелочного резерва морской воды было, если можно так выразиться, менее затруднительным. Доломитовое вещество в воде приближалось к насыщению, поэтому садка доломита, знаменующая начало лагунных условий, могла начаться при



Фиг. 22. Схема гидрохимического районирования залива Сиваш (по А. И. Прошкиной-Лавренко):

1 — мезогалинный Сиваш; 2 — полигалинный Сиваш; 3 — ультрагалинный Сиваш; 4 — «меляни» и «засуха».

весьма незначительном повышении солёности (Страхов, 1951). Из этого следует, что, во-первых, в древних лагунах можно достаточно четко наметить границу начавшегося осолонения, а во-вторых, для древних лагун было совершенно не обязательно полное обособление от питающего их водоема, как это наблюдается в современных лагунах. Повидимому, роль «барьеров» могли успешно играть архипелаги мелких островов, отмели и пр. В результате создавалась обширная переходная зона, в которой малейшее повышение солёности вызывало появление доломита в осадке. При дальнейшем продвижении в область обширного выпаривающегося древнего водоема солёность воды все более повышалась, что в конце концов приводило к садке галогенных минералов и образованию солёных и гипсоносных толщ.

Отложения переходных фациальных областей широко распространены и характеризуются тесным переплетением кальцитового и доломитового осадков и мелководными условиями образования. Возможно, что зона перехода от лагуны к нормальному открытому морю в нижнекембрийское время на северном склоне Алданского массива действительно представляла собой обширную отмель с множеством заливов, проливов, мелких намывных островов и многочисленными меняющимися протоками то

с быстро движущейся, то, наоборот, с почти стоячей водой. Обстановка на отмели, вероятно, постоянно менялась: проливы отпшуровывались и становились замкнутыми водоемами, заливы то открывались в сторону нормального моря или в сторону лагуны, то превращались в проливы и т. п. В этих условиях в каждом отдельно взятом замкнутом (или незамкнутым) водоеме на отмели соленость воды постоянно колебалась в пределах «разрешения» или «запрещения» садки доломита и соответственно «запрещения» или «разрешения» садки кальцита, в результате чего получался неоднородный кальцитово-доломитовый или доломитово-кальцитовый осадок.

Накопление карбонатных осадков нижнекембрийского возраста в единой седиментационной области, в которой достаточно отчетливо различались фации нормального открытого моря, осолоняющихся лагун и переходная зона между ними, дает возможность проанализировать изменение хода нижнекембрийского доломитообразования по мере перехода из одной фациальной области в другую.

Доломиты всех трех фациальных областей по морфологии и условиям образования делятся на пять типов: 1) пелитоморфные доломиты, 2) крупнокристаллические пористые доломиты, 3) порфириовидные известковистые доломиты, 4) мозаичные известковистые доломиты, 5) глинистые известковистые доломиты и доломитистые известняки (Зеленов, 1956). Оставившись на их главнейших особенностях.

Пелитоморфные доломиты занимают значительное место в составе пестроцветной свиты западных разрезов рек Лена, Амга и Ботома, в толбачанской свите (по рекам Лена, Толбачан и Амга) и среди пород чарской свиты (по Амге и Лене). Они являются почти исключительно породами фаций осолоняющейся лагуны. Внешне это плотные, обычно тонкоплитчатые породы с матовым раковистым изломом, которые залегают выдержанными по простиранию пластами с ровными поверхностями напластования. Под микроскопом видно, что эти породы сложены серым однородным микрозернистым карбонатом с примесью рассеянных глинистых частиц (табл. XIII, 55). Химические анализы показывают содержание доломита от 80 до 95%, нерастворимого остатка от 5 до 15% и кальцита до 4%.

Исключительная микрозернистость, однородность, плотность, чистота состава и четкое пластообразное залегание этих доломитов не оставляет никаких сомнений в их хомогенном происхождении. Пласты таких пород могли образоваться только в результате накопления мельчайших кристалликов доломита, выпавших непосредственно из воды.

Крупнокристаллические пористые доломиты широко развиты в разрезах осадков фаций осолоняющейся лагуны, где они чередуются с описанными выше пелитоморфными доломитами, а также среди пород фаций перехода от лагуны к открытому морю (похоройская пачка пестроцветной свиты, кетеминская свита). Доломиты этого типа образуют массивные пласты, обычно пористые или даже кавернозные, слагающие в обнажениях четкие уступы или вертикальные стенки. Пласты эти очень хорошо выдерживаются по простиранию и часто используются как маркирующие горизонты. В отпрепарированных выветриванием стенках обнажений в ряде случаев видно, что эти доломиты сложены оолитами или корками строматолитов. На свежем изломе порода отчетливо кристаллическая, часто сахаровидного облика. Водорослевое или оолитовое строение на свежем расколе бывает заметно очень редко.

Под микроскопом все эти породы очень однообразны и состоят из крупных зерен доломита, образующих мозаику (табл. XIII, 56). Всегда наблюдается большое количество пор, иногда занимающих до 20% площади шлифа и представляющих собой пустоты между зёрнами доломита не-

правильной угловатой формы, образованной гранями нескольких кристаллов. Иногда такие поры бывают заполнены вторичным кальцитом, кремнеземом или битумом.

Совершенно очевидно, что эти породы образовались в результате перекристаллизации, в процессе которой стерлась структура первичного осадка. Но каким был этот первичный осадок и когда происходила перекристаллизация?

Теоретически можно предположить три варианта образования такой структуры:

1) эпигенетическая доломитизация (замещение доломитом) уже сформировавшейся карбонатной породы;

2) диагенетическая доломитизация (замещение доломитом) первично известкового осадка;

3) диагенетическая перекристаллизация первично доломитового осадка.

Первый вариант — эпигенетическое замещение — приходится отбросить в силу того, что здесь речь идет о мощных, измеряемых десятками метров, толщах слоев доломита, исключительно четко выдерживающихся по простиранию. Пористость этих пород весьма равномерна и хорошо выдерживается в пластах. Близ пор в шлифах не наблюдается никаких изменений. Как в наиболее, так и в наименее пористых разностях порода в равной степени крупнозерниста. Иными словами, нет никаких следов прохождения в этих породах такой массы растворов, которая могла бы осуществить подобного рода замещение, не говоря уже о трудности отыскания источника магния, потребного для равномерной переработки этих толщ.

Второй вариант — диагенетическое замещение первично кальцитового осадка — сомнителен ввиду исключительной чистоты доломитов этого типа. Согласно данным химических анализов количество кальцита в крупнокристаллических пористых доломитах не превышает 8% (среднее из 38 определений — 3,4%), а нерастворимого остатка содержится до 3,6%. Трудно представить себе раздельное поступление в осадок солей кальция и магния в точных соотношениях, приведших к последующему образованию доломита без какого бы то ни было избытка кальцита или магнезита на обширной территории в продолжение значительного отрезка времени. Можно было бы предположить образование доломита в результате взаимодействия известкового ила и Mg^{++} илового раствора. В этом случае для образования однообразной доломитовой толщи расходуемый магний должен вновь поступать в иловый раствор за счет подтока из придонной воды до тех пор, пока весь карбонат кальция не перейдет в двойную соль. Трудно себе представить, однако, такую взаимосвязь иловых растворов и придонной воды. Как указывает Н. М. Страхов (1953), осадки и находящаяся над ними водная масса представляют собой два разных бок о бок существующих мира. При этом специфику илового раствора составляет гораздо большая, чем в наддонной воде, концентрация многих компонентов, что вызывает диффузионные токи главным образом от илового раствора к придонной воде и частичную отдачу веществ в воду. Из осадка в наддонную воду удаляются CO_2 , CH_4 , NH_3 , H_2S , SiO_2 , P, Fe, Mn и, вероятно, ряд других веществ. В то же время в осадок из придонной воды действительно диффундируют O_2 , SO_4^{--} , а также и Mg, связанные с сульфат-ионом. Это поступление веществ в иловую воду вызвано для сульфат-иона редукцией SO_4^{--} в H_2S , в результате которой иловая вода может полностью освободиться от сульфатов. Выполненный Н. М. Страховым расчет возможного поступления SO_4^{--} в осадок, базирующийся на количестве пирита, образовавшегося в результате полной редукции сульфатов,

наглядно показывает, что подток сульфат-иона, а стало быть, и связанного магния с ним ничтожен и количественно не превышает первоначального содержания этих компонентов в иловой воде. Таким образом, даже при допущении полной редукции сульфатов и вызванного этим полного удаления магния в осадок в иловой воде создается общее понижение концентрации магния всего на $\frac{1}{3}$ по сравнению с его содержанием в придонной воде. Осаждение такого количества магния может породить массу диагенетического доломита, которая составит около 1% от веса сухого ила, т. е. обусловить весьма ничтожную диагенетическую доломитизацию осадка (Страхов, 1954).

Остается рассмотреть третий вариант — возможность диагенетической перекристаллизации первично доломитового осадка. Такие факторы, как исключительная чистота состава крупнокристаллических пористых доломитов, а также их однородность и выдержанность по простирацию как в отдельных слоях, так и в мощных пачках, достигающих десятков метров толщины, не противоречат этому варианту, а, наоборот, свидетельствуют в его пользу. Еще более веским является то обстоятельство, что в случаях, когда перекристаллизация рассматриваемых пород почему-либо проходит не полностью, в шлифах отчетливо видны оставшиеся участки скрытозернистого доломита. То же наблюдается при изучении крупнокристаллических пористых доломитов, имеющих на выветрелой поверхности оолитовую структуру. В ряде случаев в шлифах таких пород удается обнаружить следы бывших оолитов, перекристаллизованные центральные части которых состоят из скрытозернистых доломитов. Не противоречит идее о первоначальном накоплении доломита непосредственно из воды и наличие мощных слоев доломитовых строматолитов. Дело в том, что по наблюдениям В. П. Маслова (1953), химический состав строматолита, как правило, близок к химическому составу карбонатов, его окружающих. Это объясняется тем, что водоросли в результате их жизнедеятельности осаждают карбонат главным образом в той форме, в которой он в данных условиях может осесть химически. Стало быть, в нашем случае мы имеем дело с первоначально осажденным доломитом в виде строматолитов, дальнейшая перекристаллизация которых приводит к образованию типичных крупнокристаллических пористых доломитов.

Таким образом, предположение о перекристаллизации первично доломитового осадка наиболее приемлемо для объяснения генезиса рассматриваемых пород. Первично доломитовый осадок образовался, повидимому, разными путями, среди которых можно предположить непосредственное выпадение в осадок мелких кристалликов доломита из воды, образование оолитовых доломитов, садку доломита водорослями. Большая диагенетическая подвижность этого минерала и связанная с нею способность к быстрой перекристаллизации приводят к перераспределению доломита, затухиванию первоначальных структур разного по происхождению осадка и к образованию сравнительно однообразных крупнокристаллических пористых доломитов.

При таком решении вопроса остается неясным, почему столь же интенсивной перекристаллизации не подвергаются пелитоморфные доломиты, чередующиеся с описанными выше породами. Можно предположить, что перекристаллизации пелитоморфных доломитов препятствует рассеянное в них глинистое вещество. На вероятность этого предположения указывает тот факт, что переходными от пелитоморфных к крупнокристаллическим являются афанитовые доломиты, по внешнему облику близкие к пелитоморфным, но по структуре значительно более крупнокристаллические (до 0,06 мм), мозаичного строения. Содержание нерастворимого остатка в таких доломитах не превышает 3,5%. Кроме того, перекристаллизации в значительной степени могла способствовать неоднородность

водорослевых, оолитовых и т. п. структур осадков, из которых возникали впоследствии крупнокристаллические пористые доломиты. Иловые растворы, благоприятствующие диагенетическому перемещению и перекристаллизации, в таком неоднородном и пористом осадке циркулировали, повидимому, гораздо интенсивнее, чем в осадке, образованном однородным микрозернистым доломитом со значительной примесью равномерно рассеянного глинистого вещества.

Порфириовидные известковистые доломиты присущи исключительно породам фаций перехода от лагуны к открытому морю и встречаются в разрезах нохоройского горизонта пестроцветной свиты, в разрезе кетеминской свиты и среди останцев толбачанской свиты на р. Ботома. Они представляют собой тонкие, почти всегда извилистые и не выдержанные по мощности прослойки желтого крупнозернистого доломита среди афанитового известняка. Под микроскопом отчетливо видны крупные правильные ромбоэдры доломита, заключенные в массу скрытозернистого кальцита (табл. XIII, 59). Сгущаясь, ромбоэдры доломита могут образовывать крупнокристаллическую мозаику, в которую участками оказывается включенным скрытозернистый кальцит. Химические анализы таких доломитов, взятых из редко встречающихся наиболее толстых прослоек, показали невысокое содержание нерастворимого остатка (до 0,7%) и до 32% кальцита.

Такая порода могла образоваться при условии, если к известковому осадку периодически интенсивно примешивался химически осевший из воды доломитовый осадок. Концентрация последнего в отдельных прослойках и в то же время общее сравнительно незначительное содержание в осадке привели при последующем диагенетическом перераспределении доломита к образованию крупных идиоморфных кристаллов, сгущения которых и создали тонкие извилистые прослойки доломита среди тонкозернистого известняка.

Мозаичные известковистые доломиты встречаются среди осадков нормального моря и в меньшей степени — среди осадков переходных фаций. Именно такими являются доломиты куторгиновой свиты; изредка они встречаются в виде прослоек среди нохоройского горизонта пестроцветной свиты. Осадки, включающие такие доломиты, обычно содержат фауну трилобитов, щитки которых встречаются и в самих доломитах. Макроскопически мозаичные известковистые доломиты — плотные, афанитовые, с раковистым изломом. В обнажениях они представляют собой извилистые прослойки толщиной 3—5 см, чередующиеся с 10—15-см прослоями микрозернистых доломитистых известняков. По своим физическим свойствам известковистые доломиты настолько близки к доломитистым известнякам, с которыми они чередуются, что породу невозможно расколоть точно по контакту. Под микроскопом видно, что известковистые доломиты сложены равнозернистым микрокристаллическим карбонатом мозаичной структуры (табл. XIII, 57). Зерна доломита имеют совершенно такую же форму и размеры, как зерна кальцита, и распределены по породе чрезвычайно равномерно, слагая общую однородную мозаику. Отличить кристаллы доломита от кристаллов кальцита, количество которого в породе часто достигает 40%, можно только в прокрашенном шлифе (табл. XIII, 58).

Условия образования мозаичных известковистых доломитов, на наш взгляд, близки к условиям образования порфириовидных известковистых доломитов. Основное различие, повидимому, заключается в том, что изменение соотношений осаждающихся кальцита и доломита происходило в рассматриваемом случае весьма постепенно, и доломит распределялся среди кальцита гораздо более равномерно. Это привело к тому, что в доломитовом осадке оказалось большое количество равномерно рассеянного

кальцита, а в кальцитовом — доломита. Поэтому в результате диагенетического перераспределения доломита, происходившего, если можно так выразиться, в условиях, значительно более затрудненных, чем в случае порфиroidных доломитов, образовались в общих чертах сходные текстуры, но совершенно различные структуры пород. Тесная связь мозаичных и порфиroidных доломитов подчеркивается еще и тем, что существует большое количество «промежуточных» структур и текстур. Однако развитие порфиroidных известковистых доломитов исключительно в фациях перехода от лагуны к открытому морю, а мозаичных известковистых доломитов — главным образом в фациях нормального открытого моря, а также резкие структурные различия этих пород дают основание рассматривать их как два разных типа.

Глинистые известковистые доломиты и доломитистые известняки встречаются исключительно в фациях нормального открытого моря (например, в пестроцветной свите восточного разреза). Внешне это плотные мергелистые породы, которые залегают четкими, хорошо выдержанными по простиранию пластами, с ровными поверхностями напластования, и при этом переслаиваются с чистыми афанитовыми известняками. Как и последние, глинистые известковистые доломиты и доломитистые известняки обычно содержат разнообразную фауну. Так, в пестроцветной свите среди этих пород встречаются трилобиты, археоциаты, птероподы; часто видны следы ползания червей (?). Под микроскопом видно (табл. XIII, 60), что основная масса породы, как правило, сложена микрозернистым кальцитом, замутненным красновато-бурым или серым глинистым веществом. По этому фону равномерно и в большом количестве разбросаны мелкие ромбики доломита. При рассмотрении данных химических анализов отчетливо видно, что доломита всегда больше там, где больше глинистого вещества (фиг. 23). Содержание минерального нерастворимого остатка, почти нацело (96—99%) представленного фракцией $< 0,01$ мм, обычно колеблется в пределах от 10 до 32%, содержание доломита — от 15 до 60%. Никаких признаков более или менее интенсивного диагенетического перераспределения доломита в породе нет.

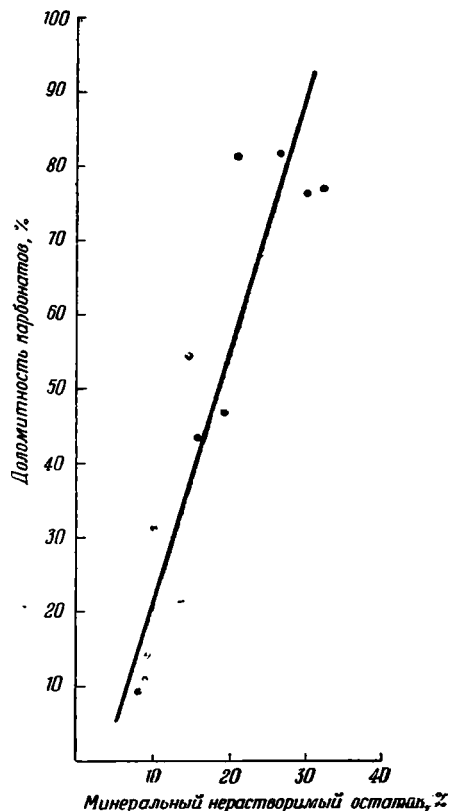
Связь доломита с глинистым веществом, повидимому, не случайна. Вполне правдоподобно предположить, что мельчайшие кристаллики доломита, ранее выпавшие из воды, в дальнейшем разносились как пелитовый материал и вместе с последним оседали на дне водоема. Такое толкование совместимо и с тем обстоятельством, что глинистые, в значительной степени доломитистые известняки содержат, по существу, ту же фауну, что и чистые, ибо доломит, принесенный вместе с обломочным материалом, ни в какой степени не отражает истинной солености воды и может отлагаться в условиях, чрезвычайно благоприятных для жизнедеятельности организмов.

В каких же участках моря мог образоваться доломит, отложенный впоследствии вместе с пелитовым материалом? Несмотря на то, что рядом в лагуне шло усиленное доломитообразование, кажется маловероятным вынос доломита из лагуны по той простой причине, что, во-первых, при осолонении лагун неизбежен подток воды из открытого моря в лагуну, т. е. обратный тому, который мы должны предположить для объяснения выноса доломита, а во-вторых, таким путем трудно понять тесную связь доломита и пелитового материала. Скорее всего, этот доломит образовался в зоне мелководья, в хорошо прогреваемых солнцем участках прибрежной полосы открытого моря. Как известно, повышение температуры способствует усиленной садке доломитов; в данном же случае могло произойти выделение некоторого количества мелких кристалликов доломита, которые здесь же, в прибрежной полосе, смешивались со сносимым с берега пелитовым материалом и разносились по водоему в полном соответ-

ствии с гидродинамическим режимом. То, что подобный процесс мог иметь место, доказывается механическим разносом хемогенных карбонатов в оз. Балхаш, — фактом, установленным Д. Г. Сапожниковым (1951, стр. 191). «Карбонаты, переведенные благодаря пересыщению воды оз. Балхаш в твердую фазу, — пишет Д. Г. Сапожников, — тотчас же попадают в сферу воздействия гидродинамических факторов, действующих в водоеме, и распределяются ими по законам, регулирующим механическую седиментацию. При этом мельчайшие кристаллики карбонатов ведут себя, грубо говоря, так же, как и близкие к ним по размерам частицы глинистого материала. В связи с этим происходит наложение процесса механического перераспределения на процесс хемогенной садки карбонатов; последние заносятся в глубоководные части и избыточно обогащают здесь осадок. В итоге этого глубоководные осадки обогащаются не только глинистым, но и карбонатным материалом».

При рассмотрении каждого из описанных выше пяти типов доломитов мы уже отмечали, что между ними имеются взаимопереходы. Так, можно наблюдать породы, средние между пелитоморфными и крупнокристаллическими пористыми, между крупнокристаллическими пористыми и порфиридовидными, между порфиридовидными и мозаичными доломитима. Несколькими особняком стоят глинистые известковистые доломиты и доломитистые известняки, однако существуют также и породы, сближающие мозаичные доломиты с этим типом. Кроме того, необходимо помнить, что фации осолоняющейся лагуны сложены чередующимися слоями пелитоморфных и крупнокристаллических доломитов; в фациях перехода от лагуны к открытому морю наблюдаются крупнокристаллические, порфиридовидные известковистые и мозаичные известковистые доломиты; в отложениях фаций нормального открытого моря участвуют мозаичные известковистые доломиты и глинистые известковистые доломиты и доломитистые известняки.

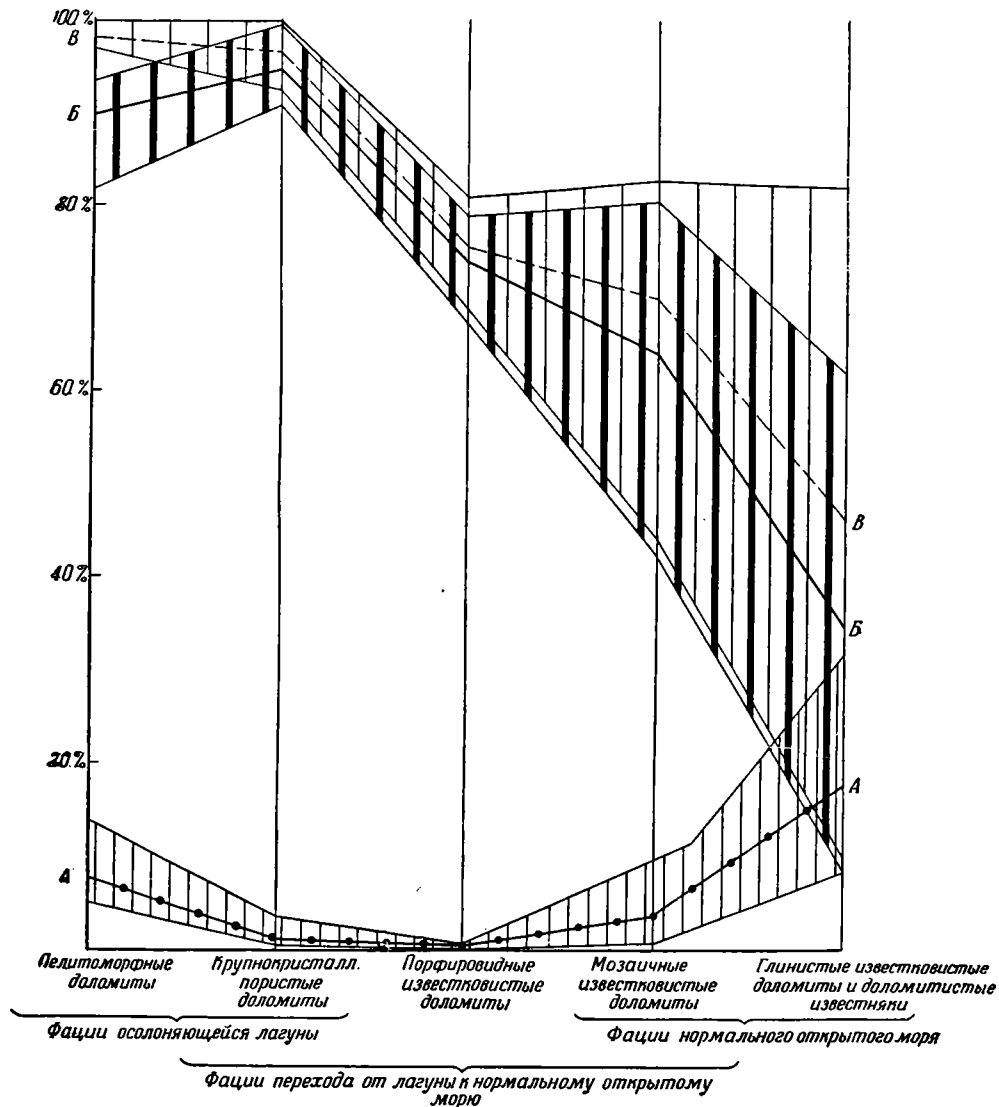
Все это позволяет расположить выделенные типы доломитов в единый профиль, представляющий собой как бы разрез водоема от лагуны до открытого моря, дающий возможность сравнить качественные характеристики отдельных типов. Такой профиль изображен на фиг. 24 в виде графика, кривые которого показывают последовательное изменение процентного состава интересующих нас компонентов породы по мере перехода от пелитоморфных доломитов через крупнокристаллические пористые, порфиридовидные известковистые и мозаичные известковистые доломиты к глинистым известковистым доломитам и доломитистым известнякам. Кроме



Фиг. 23. Доломитность карбонатной части глинистых известковистых доломитов и доломитистых известняков в зависимости от содержания минерального нерастворимого остатка.

кривых, показывающих средние цифры по многим анализам, штриховкой ограничены пределы колебаний содержания того или иного компонента в отдельных образцах.

Нижняя кривая А — А показывает количество минерального нерастворимого остатка. Среднее содержание его от 7,5% в пелитоморфных доломитах падает до минимума в порфириовидных известковистых доломи-



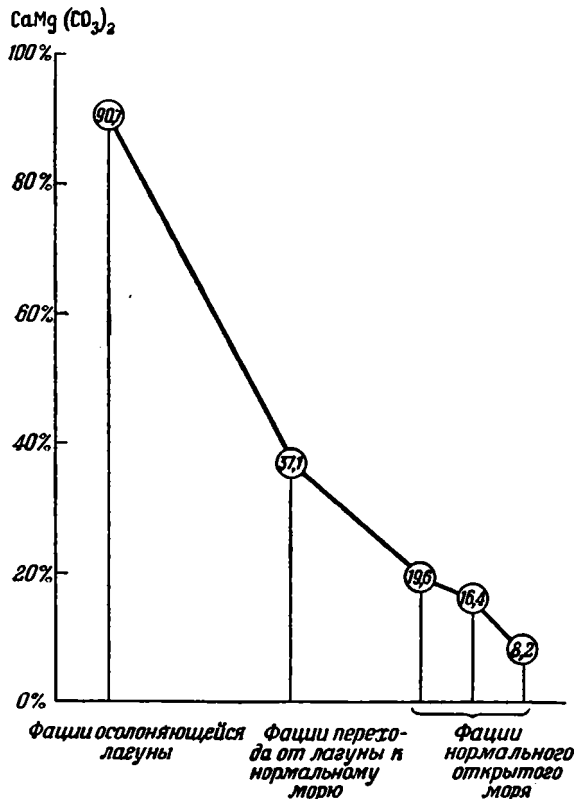
Фиг. 24. Содержание основных компонентов в доломитах различных типов:

А — А — содержание минерального нерастворимого остатка в породе; Б — Б — содержание доломита в породе; В — В — содержание доломита в карбонатной части породы.

тах и затем вновь поднимается до 20% в глинистых доломитистых известняках. Характер этой кривой убедительно показывает, что привнос терригенного материала в лагуну идет независимо от привноса его в нормальное море и что через переходную зону глинистый материал не переносится.

Кривая В — В отображает количество доломита в породе. Содержание его слегка повышается от пелитоморфных к крупнокристаллическим

доломитам и затем постепенно падает. Несколько по-иному ведет себя кривая *B — B*, которая выражает процентное содержание доломита по отношению не ко всей породе, а лишь к сумме карбонатов в ней. Эта кривая, на которой как бы снято разбавляющее влияние глинистого материала, показывает неуклонное падение содержания $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ от 98% в пелитоморфных доломитах до 47,5% в глинистых доломитистых известняках. При этом график выявляет еще одну любопытную деталь: пересчет на сумму карбонатов в анализах пелитоморфных доломитов приводит к резкому сокращению пределов колебаний; совершенно ясно, что в



Фиг. 25. Среднее содержание доломита в породах разных фаций.

этом случае терригенный материал играет исключительно роль «разбавителя». Иную картину показал такой же пересчет анализов глинистых доломитистых известняков, в которых пределы колебаний содержания доломита по отношению к сумме карбонатов, наоборот, значительно расширились. Это соотношение выражает уже упоминавшуюся тесную связь глинистого вещества и доломита в этой породе. В тех образцах, где имеется незначительное количество глинистого вещества, оказалось мало и доломита; там же, где глинистого вещества много, на долю доломита при пересчете приходится значительная часть карбонатов. Это еще раз доказывает, что доломит поступал в осадок вместе с глинистым веществом.

Разобранный график отражает только вещественный состав различных типов доломитов. Общее количество доломита в породах различных фаций иллюстрирует другой график (фиг. 25), показывающий общее процентное содержание доломита в естественных разрезах. В типичном раз-

резе каждой из выделенных фациальных зон выбирался слой в 50—100 м, в котором подсчитывались суммарные мощности каждого из типов пород. Содержание доломита в выделенных типах пород определялось умножением среднего содержания $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ в каждом типе на суммарную мощность (в метрах), которую эти породы имеют в стометровом разрезе. Для каждого из типов породы, естественно, получались разные цифры содержания доломита для каждого разреза, и показана на графике. Составленный таким образом график достаточно отчетливо демонстрирует уменьшение содержания доломита в породе при перемещении от осадков осолоняющейся лагуны (90,7%) к осадкам нормального открытого моря (19,6; 16,4 и 8,2%).

Изложенный материал позволяет сделать совершенно определенный вывод о том, что доломитообразование в рассмотренном нижнекембрийском водоеме происходило главным образом в осолоняющейся лагуне, где доломит в ряде случаев являлся основной, а иногда даже единственной осаждающейся солью. В переходной зоне, по мере удаления от лагуны, все большее значение приобретал соосаждавшийся кальцит, что сказывалось как в падении общего содержания доломита (см. фиг. 25), так и в повышении известковистости самих доломитов (кривая *B — B* на рис. 24). В нормальном открытом море доломит образовывался только в интенсивно прогревавшихся прибрежных мелководных участках. При этом выпавшие из раствора мельчайшие кристаллики доломита разносились по водоему вместе со сходным по размерности терригенным материалом. В случае совместного осаждения кальцита и доломита последний, в силу своей большой диагенетической подвижности, в процессе диагенеза перераспределялся и концентрировался в отдельных участках осадка, создавая новые, отличные от первично седиментационных, текстуры пород. Присутствие в осадке тонкорассеянного глинистого вещества, повидимому, препятствовало перераспределению и перекристаллизации доломита.

Для нижнекембрийской эпохи следует отметить также большое разнообразие структур и текстур карбонатных пород, особенно таких, где доломит и кальцит находятся в тесной связи. Повидимому, это объясняется тем, что в то геологическое время содержание доломита в воде приближалось к насыщению, и достаточно было небольшого изменения условий в водоеме (незначительной изоляции, повышения температуры воды, уменьшения речного стока), чтобы вызвать садку этого минерала. В последующие эпохи условия менялись, вероятно, в сторону все меньшего насыщения воды доломитом, что, естественно, затрудняло его хемогенную садку. Широко распространенные в нижнем кембрии пелитоморфные химически осажденные доломиты по мере смены геологических эпох постепенно теряют свое значительное положение в разрезе и приобретают узко локальный характер. Крупнокристаллические доломиты, в нижнем кембрии образовавшиеся в результате перекристаллизации первично доломитового осадка, в более молодых системах в гораздо больших количествах образуются за счет диагенетического замещения известкового ила. Порфириовидные и мозаичные известковистые доломиты распространены значительно меньше.

Все это хорошо укладывается в схему эволюции доломитообразования, выявленную Н. М. Страховым (1951, стр. 320). Суть этой схемы заключается в том, что «... в ранние эпохи геологической истории доломит, подобно CaCO_3 , был первичным химическим осадком из морской воды. Так обстояло дело еще и в нижнем палеозое, а частично, в отдельные моменты времени, и в верхнем палеозое. Но позже первичное доломитообразование в море прекращается и морские доломиты возникают уже чисто диагенетическим путем». Причиной этой эволюции Н. М. Страхов считает посте-

пённое падение содержания CO_2 в атмосфере и вызванное этим понижение щелочного резерва в морской воде.

А. П. Виноградов, А. Б. Ронов и В. М. Ратынский (1952) попытались количественно подсчитать изменение процесса доломитообразования во времени на примере Русской платформы и получили ряд цифр, показывающих ослабление этого процесса. Однако надо сказать, что к этому вопросу нельзя подходить так упрощенно, как это было сделано упомянутыми авторами. Как видно из изложенного, процесс доломитообразования уже в нижнем кембрии в значительной степени обособлялся в осолоняющихся лагунах и имел весьма небольшое значение в других фациях (см. рис. 25). Это говорит о том, что для решения вопроса о количественном изменении процесса доломитообразования во времени нужно не усреднять все имеющиеся анализы разновозрастных пород, как это сделали А. П. Виноградов, А. Б. Ронов и В. М. Ратынский, а наоборот, четко дифференцировать эти породы по группам фаций, в которых они образовались, и сравнивать между собой во времени заведомо сходные фации.

Глава VII

БИТУМОПРОЯВЛЕНИЯ В НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОГО СКЛОНА АЛДАНСКОГО МАССИВА

Среди многочисленных и разнообразных форм нахождения органического вещества, встречающегося в нижнекембрийских отложениях почти всех разрезов северного склона Алданского массива, можно выделить пять основных четко отличающихся друг от друга морфологических типов: 1) равномерное окрашивание породы органическим веществом; 2) микрослоечки органического вещества; 3) скопления точечных включений твердого черного битума («пороховидный битум»); 4) твердый черный асфальтит в кавернах и по трещинам; 5) жидкая нефть. Разберем более подробно каждый из выделенных типов.

Равномерное окрашивание породы органическим веществом наблюдается главным образом в афанитовых известняках синской и в меньшей степени куторгиновой свит. Такие породы имеют исключительно однородную темносерую или шоколадно-коричневую окраску и при ударе издают довольно сильный битуминозный запах.

Равномерная окраска пластов хорошо выдерживается по простиранию. Под микроскопом органическое вещество представляется в виде редких равномерно рассеянных бледных лимонно-желтых включений размером до 0,005 мм среди прозрачных кристаллов кальцита, образующих мозаичную структуру.

В некоторых случаях органическое вещество образует тонкую, еле различимую каемку вокруг отдельных кристаллов. Химические анализы этих пород показывают содержание органического углерода не выше 0,3—0,4%.

Микрослоечки органического вещества присутствуют в основном черным сланцеватым известнякам синской свиты. Именно эти микрослоечки обуславливают сланцеватость черных известняков. В шлифах органическое вещество образует полупрозрачные включения темнокоричневого цвета, которые располагаются между карбонатными зернами или сгустками, слагающими породу, вытянуты линейно и ориентированы параллельно друг другу (табл. XIV, 61). Чем больше органического вещества, тем более сланцевата порода. Анализ одного из образцов черных сланцеватых известняков из восточного разреза Лены, содержащего около 26% органического вещества (17,26% органического углерода), показал содержание битума «А» 0,607% на породу, что составляет около 2,3% битума «А» по отношению к массе органического вещества. Основная масса битума (69%) растворяется в бензоле.

Групповой состав битума «А» по Маркуссону — Саханову: масел —

19,87%, смол — 49,41%, асфальтенов — 30,71%. Элементарный состав масел: С — 86,82%, Н — 11,30%, О + N + S = 1,88%; С/Н = 7,68¹.

Скопления точечных включений твердого черного битума («пороховидный битум») широко распространены среди крупнокристаллических пористых доломитов западных разрезов по рекам Лена и Амга. Особенно развит этот тип битумопроявлений в горизонте битуминозных доломитов и в толбинской свите. Скопления битума видны макроскопически в виде мельчайших черных точек, неравномерно распределенных по породе и участками сгущающихся в причудливые темные пятна (табл. XIV, 62). Иногда скопления точечных включений битума «проявляют» скрытую слоистость (табл. XIV, 63). Обогащение пороховидным битумом отдельных слоев проследживается на незначительные расстояния. Темные пятнистые доломиты с битумом по простиранию сменяются светлой, не содержащей включений породой.

Под микроскопом пороховидный битум представляет мелкие включения темнокоричневого полупрозрачного органического вещества, заполняющего мелкие поры и пространства между крупными кристаллами доломита. Включения распределены по шлифу неравномерно и довольно редко. В образце из толбинской свиты, взятом из обогащенного пороховидным битумом участка, битум «А» составляет 0,694% на породу. (42,8% от массы органического вещества).

Групповой состав битума «А»: масел — 18,51%, смол — 72,22%, асфальтенов — 9,25%.

Твердый черный асфальтит в кавернах и трещинах распространен в самых разнообразных породах. Этот тип битумопроявлений встречается и в известняках, и в разнообразных доломитах, и среди доломитово-кремневой брекчии. Битум, имеющий всегда чисто черную окраску, — хрупкий, обычно блестящий, реже матовый. Часто битум, выполняющий каверны, находится в ассоциации с вторичным кальцитом; при этом четко выделяются две разновидности этого типа.

Первая разновидность встречается главным образом в темных битуминозных известняках и отличается тем, что каверна бывает окружена ореолом более сильно пропитанной битумом породы. Битум в каверне плотно прилегает к стенке, так что граница между каверной и породой почти не заметна. Кальцит, встречающийся в такой каверне, занимает ее центральную часть. Асфальтит в кавернах (образец из подошвы синской свиты в восточном разрезе Лены) содержит 1,276% битума «А» от веса породы или 71,7% от массы органического вещества.

Групповой состав битума «А»: масел — 8,08%, смол — 58,87%, асфальтенов — 33,06%. Элементарный состав: С — 76,90%, Н — 9,26%, О + N + S = 13,84%, что указывает на большую окисленность битума; С/Н = 8,30.

Вторая разновидность ассоциации битума и кальцита встречается в светлых, не содержащих рассеянного органического вещества породах, главным образом в крупнокристаллических пористых доломитах, довольно широко распространенных на северном склоне Алданского массива. В этом случае вокруг каверны совершенно не наблюдается никакого обогащения породы битумом, стенки покрыты более или менее толстой корочкой кристаллов кальцита, а черный блестящий битум занимает центральную часть полости (табл. XIV, 64). Битум «А» в таких кавернах составляет более 6% на породу.

Групповой состав: масел — 25%, смол — 19,06%, асфальтенов — 55,93%.

¹ Данные анализов, приведенные в настоящей главе, получены в битумной лаборатории Отдела геологии горючих ископаемых ИГН АН СССР под руководством К. Ф. Родионовой.

В менее пористых породах асфальтит обычно выполняет трещины, как очень тонкие, «волосяные» — в доли миллиметра, так и более крупные, шириной до нескольких миллиметров. Порода легко раскалывается по этим трещинам, обнажая черные, вымазанные битумом, поверхности. В трещинах битум также иногда находится в ассоциации с кальцитом.

Включения твердого битума встречаются и среди доломитово-кремневой брекчии, где пространство между обломками кремня и доломита в ряде случаев бывает заполнено черным хрупким асфальтитом. Анализ одного из таких асфальтитов толбачанской свиты разреза по р. Амга показал 82,8% содержания битума «А» на породу. Если принять во внимание, что минеральный нерастворимый остаток средней пробы этого асфальтита составляет около 20%, то станет ясным, что почти вся масса органического вещества представлена битумом «А».

Групповой состав: масел — 11,02%, смол — 37,37%, асфальтенов — 49,03%. Элементарный состав: С — 79,85%, Н — 9,67%, O + N + S = 10,48%; C/H = 8,60.

Жидкая нефть, вскрытая скважинами Ченкиямского разведочного участка на р. Толба, в горизонте песчаников толбинской свиты, тщательно анализировалась П. И. Саниным, В. Г. Пуцилло и С. П. Успенским (1950, стр. 76). Исследованная нефть, как пишут эти авторы, «... отличается незначительным содержанием асфальтенов (0,10—0,14%). Судя по элементарному составу (содержание водорода около 9%), выделенные асфальтены скорее следует рассматривать как образования, переходные от смол к асфальтенам. Содержание водорода в асфальтенах типичных нефтей обычно не превышает 7—8%.

Общее содержание смол в нефти очень велико (26,91—42,90%); при этом значительная часть смол состоит из не растворимых в ацетоне веществ, имеющих черную окраску и почти твердую консистенцию. Нефти известных месторождений обычно содержат не более 10% силикагелевых смол; лишь в тяжелых нефтях содержание силикагелевых смол поднимается до 10—15% и выше.

Общее содержание серы в нефти составляет около 2%, а в смолах 3—4%.

Таким образом, полученная из скважин нефть является тяжелой смолистой нефтью, содержащей большое количество серы. Технологический анализ нефти из скв. 1 показал, что нефть имеет удельный вес (d_{15}^{15}), равный 0,9059, и почти не содержит легких бензиновых фракций. В некоторых случаях большое количество смолистых веществ в нефти при отсутствии легких фракций свидетельствует о том, что залежь нефти подверглась или подвергается разрушению. В какой мере это обстоятельство приложимо к нефти, обнаруженной в кембрийских отложениях, сказать трудно.

В нашем распоряжении находился керн пачки битуминозных доломитов из скважины района Русской Речки. Он представлял собой крупнокристаллический пористый доломит, пропитанный жидкой нефтью. После подробного анализа керна в битумной лаборатории Отдела геологии горючих ископаемых ИГН АН СССР К. Ф. Родионова дала следующее заключение: «Образец экстрагировался в аппарате Сокслета последовательно петролейным эфиром, бензолом, ацетоном и хлороформом. Сумма свободного битума составляет 1,67% на породу. Около 93% от общей суммы битума извлекается из породы петролейным эфиром (вскипает до 50°)».

До 21% от суммы свободного битума составляют петролейно-эфирные смолы, которые, по В. А. Успенскому, представляют начальную стадию окисления масел.

Элементарный состав масел указывает на то, что они нацело представлены углеводородами, в основном алифатического строения (низкое значение C/H). Хлороформенный экстракт битума «С» также является сильно

Состав битума «А»

Экстракты в % от суммы битума «А»				Групповой состав битума «А»		
петролейно-эфирный	бензольный	ацетоновый	хлороформенный	масла	смолы петролейно-эфирные	сумма бенз. и с/бенз. смол и асфальтенов
92,74	1,99	4,16	1,11	68,71	21,73	9,56

Элементарный состав битума

Битум «А»					Битум «С»				
фракция	С	Н	S+N+O	С/Н	фракция	С	Н	S+N+O	С/Н
Масла	86,86	13,8	0,0	6,59	Хлороформенный				
Ацетоновый экстракт . .	60,51	8,86	30,23	6,87	экстракт . . .	81,14	9,00	9,86	9,01
					Ацетоновый экстракт . .	61,48	9,26	25,16	6,64

восстановленным и принадлежит, видимо, вторичному (нефтяному) битуму».

Иными словами, это — нефть, находящаяся в начальной стадии окисления, даже в меньшей, чем толбинская.

Разобранные выше морфологические типы битумопроявлений по условиям их образования можно объединить в две генетические группы — первичных и вторичных битумов. Равномерное распределение органического вещества по породе, залегание его в виде микрослоечков, ориентированных параллельно напластованию, четкая выдержанность равномерного обогащенных слоев по простиранию — все свидетельствует о седиментационном происхождении органического вещества первых двух типов битумопроявлений, о накоплении его одновременно с осадком, превратившимся впоследствии во вмещающую породу. В пользу этого заключения говорит также и то обстоятельство, что содержание битума «А» в этих породах составляет всего 3—4% от общей массы органического вещества.

Скопления точечных включений твердого черного битума («пороховидный битум») вместе с твердым черным асфальтеном в кавернах и по трещинам составляют группу вторичных битумов. Здесь мы видим, прежде всего, крайне неравномерное распределение интересующего нас компонента. Особенно четко эта неравномерность выражена в заполнении битумом крупных каверн и трещин. Неравномерно распределен по породе и пороховидный битум. То обстоятельство, что скопления пороховидного битума в ряде случаев подчеркивают слоистость пород, казалось бы, могло свидетельствовать о первичном седиментационном происхождении органического вещества и последующем незначительном его перераспределении в процессе перекристаллизации доломитов. Однако более внимательное изучение пород дает возможность установить, что такая форма скоплений пороховидного битума обусловлена главным образом пористостью, неравномерной по разрезу, но в ряде случаев хорошо выдержива-

вающейся по простиранию. Кроме того, химические анализы показывают, что битум «А» во включениях такого рода составляет значительную часть (40—90%) органического вещества. Совершенно очевидно, что пороховидный битум того же происхождения, что и битум в кавернах и полужидкий битум, пропитывающий доломиты (93% битума «А» от органического вещества). Эти битумы отделились от продуцировавшей их богатой органическим веществом материнской породы, мигрировали и выполняют теперь в виде вторичных включений ранее образовавшиеся в породе поры, пустоты и трещины.

Огромным резервуаром органического вещества, сингенетичного вмещающему его осадку, являются черные битуминозные известняки синской свиты. Органическое вещество содержится здесь в столь высоких количествах (до 26%), что обуславливает сланцеватость пород. Наряду с этим битум «А» не составляет и 4% от общей массы органического вещества.

Каковы же причины, обусловившие накопление на дне нижнекембрийского моря повышенных количеств органического вещества? В основе этого явления, несомненно, лежал временный расцвет фито- и зоопланктона в верхней водной пленке бассейна. Такое цветение жизни могло проявиться лишь при условии обильного питания данного района моря биогенными элементами, прежде всего фосфатами и нитратами.

Как известно, существует два основных источника поступления N и P в море: 1) принос их с континента речными водами и 2) поступление вверх из более глубоких горизонтов самого моря на участках усиленной вертикальной циркуляции воды, т. е. на участках интенсивного вертикального водообмена. В синской свите мы, вероятно, имели дело с бассейном, береговая линия которого значительно удалена от области накопления рассматриваемого осадка. Поэтому можно допустить, что фосфаты и нитраты, потребные для усиленного цветения нижнекембрийского планктона и для накопления органического вещества на дне, поступали снизу, из глубоких горизонтов воды самого же нижнекембрийского бассейна Сибирской платформы благодаря усиленному вертикальному водообмену. Этот же водообмен способствовал и аэрации бассейна. Не исключен, однако, принос питательных веществ с берега, о чем свидетельствуют отпечатки наземных растений в черных сланцеватых известняках. Следует подчеркнуть, что накопление значительных количеств органического вещества на дне нижнекембрийского водоема синского времени одновременно сопровождалось пышным расцветом донных морских организмов — трилобитов, брахиопод, губок. Таким образом, битуминозные породы синской свиты являются наглядным подтверждением вывода Н. М. Страхова, согласно которому сероводородное заражение воды бассейна отнюдь не является обязательным условием значительного накопления на его дне органического вещества (Страхов, 1937). Подобно ряду других битуминозных свит (I_3 Русской платформы, P_1 Предуралья, D_3^1 Второго Баку) синская свита Сибирской платформы возникла в бассейне с заведомо нормальным кислородным режимом во всей водной толще вплоть до дна.

Рассматривая синскую свиту в целом, нельзя пройти мимо сравнения ее с другим крупнейшим «месторождением» органического вещества такого же типа — с доманиковым горизонтом верхнедевонских отложений Русской платформы. Этот горизонт, прекрасно разобранный Н. М. Страховым в его работе «Доманиковая фация Южного Урала» (1939), замечателен высоким содержанием органического вещества.

Даже самое первое, поверхностное сравнение доманикового горизонта и синской свиты показывает их большое сходство. Как и доманик, синская свита расположена пространственно в виде полосы, тянувшейся на сотни километров. Мощность синской свиты, как и доманика, измеряется:

несколькими десятками метров. Так же как и в доманике, наиболее характерными образованиями синской свиты являются прослой и пачки черных сланцеватых, горючих пород.

При более детальном сравнении типов пород доманика и синской свиты обнаруживается еще больше сходства этих разновозрастных отложений. Как видно на фиг. 26, афанитовым известнякам, крупнокристаллическим известнякам и сланцеватым породам синской свиты в доманике соответственно отвечают описанные Н. М. Страховым серые известняки, черные известняки и горючие сланцы. Типы сланцеватых пород синской свиты сходны с типами горючих сланцев доманика. Так, если в синской свите мы различаем почти нацело карбонатные сланцеватые известняки разрезов рек Лена и Синяя и обогащенные терригенным материалом сланцеватые алевритовые мергели Май и Иникана, то в доманике мы соответственно встречаем карбонатные сланцы р. Сима и обогащенные терригенным материалом сланцы Аши и Куш-Елги. Окремнение сланцев доманика, так же как и в синской свите, приурочено к областям повышенного накопления терригенного материала.

Мало чем различается по своему составу и органическое вещество, заключенное в породах синской свиты и доманика. Анализы битумов этих пород, проведенные в лаборатории Отдела горючих ископаемых ИГН АН СССР под руководством К. Ф. Родионовой, выявили почти полную аналогичность группового состава битума и элементарного состава масел.

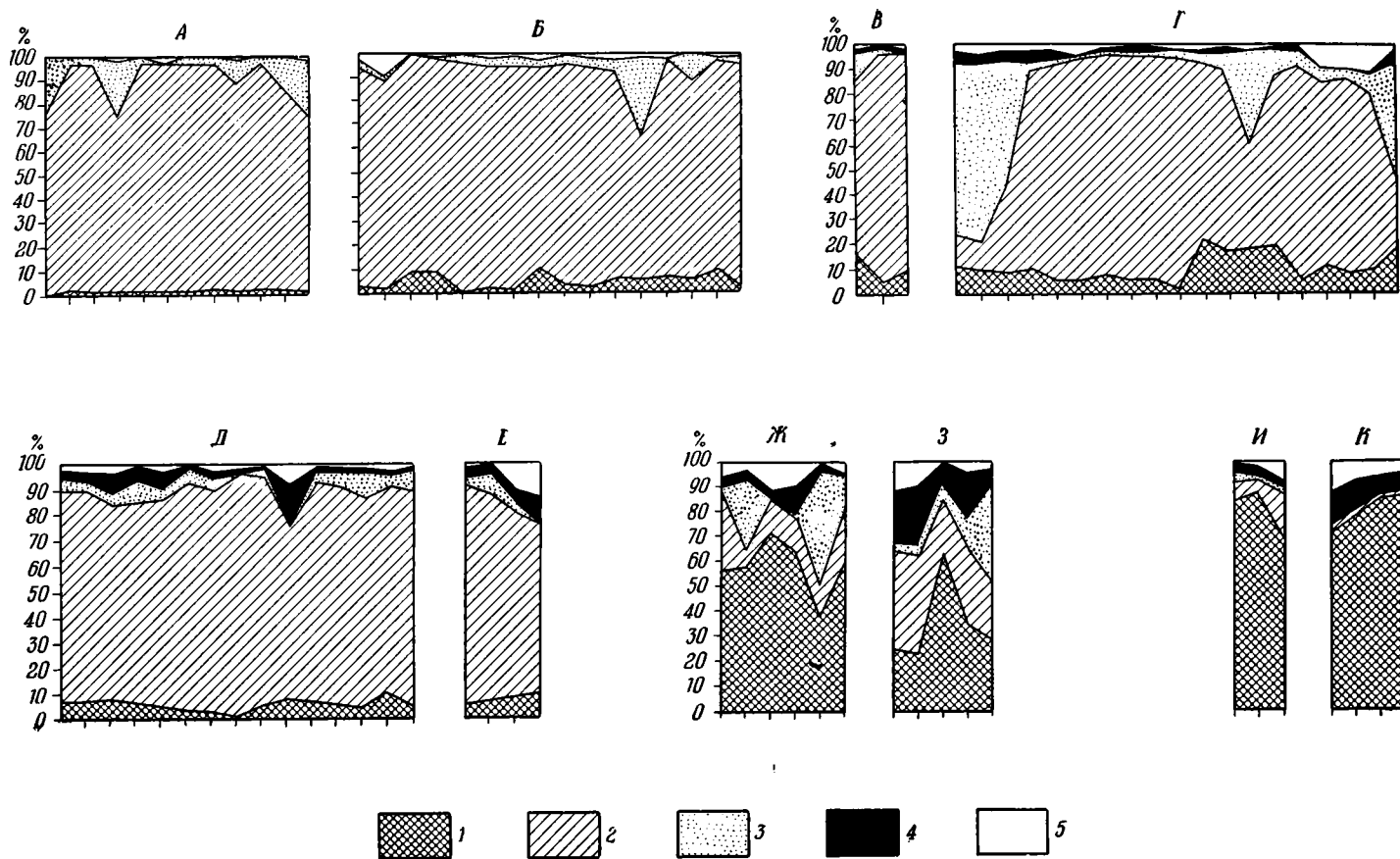
Совершенно очевидно то различие, которое наблюдается между фауной нижнекембрийского синского моря и фауной верхнедевонского доманика. За геологическое время, разделяющее эти две эпохи, животный мир морей сильно изменился. Однако внимательное сравнение всего комплекса фауны синской свиты с комплексом фауны доманика вскрывает и здесь определенные черты сходства. В самом деле, место обитавших на дне синского моря трилобитов в доманике занимают гастроподы и некоторые головоногие; в планктоне доманикового моря тентакулиты распространены так же, как хиолиты в планктоне синского моря. Как и в синской свите, в органическом мире доманика значительную роль играют брахиоподы и губки. И если в синской свите совершенно отсутствуют археоциаты и известковые водоросли, то и в доманике нет известковых водорослей, как нет и кораллов. Иными словами, органический мир доманика напоминает органический мир синской свиты по образу жизни животных и условиям, необходимым для их существования.

После всего сказанного следует особо подчеркнуть, что эти весьма сходные, хотя и разновозрастные платформенные отложения образовались в разных климатических зонах. Если отложения гипса, каменной соли, ангидрита и флюорита во вмещающих синскую свиту породах указывают на устойчивый аридный климат того времени, то бокситы и гематито-шамозитовые железные руды во вмещающих доманик породах свидетельствуют о влажном, гумидном климате.

Такое весьма существенное различие позволяет сделать вывод о том, что для накопления органического вещества в осадке климатическая зональность области питания не играет определяющей роли. Объяснение заключается, по видимому, в том, что органическое вещество, продуцирующееся в самом бассейне, имеет слишком отдаленную связь с продуктами выветривания суши.

Неизмеримо больше и, вероятно, основную роль в процессе накопления органического вещества в осадке играют гидродинамические условия самого бассейна, что особенно отчетливо видно на примере доманика и синской свиты.

Битумопроявления второй генетической группы (вторичные битумы), отмечающиеся почти во всех горизонтах нижнекембрийских отложений



Фиг. 26. Основные компоненты пород синской свиты и доманикового горизонта:

1 — минеральный нерастворимый остаток; 2 — кальцит; 3 — доломит; 4 — органическое вещество; 5 — вода, ошибки анализа и пр.
 А — афанитовые известняки синской свиты; Б — серые известняки доманика; В — крупнокристаллические известняки синской свиты; Г — черные известняки доманика; Д — черные сланцеватые известняки синской свиты; Е — горючие сланцы р. Сим (доманик); Ж — сланцеватые алевроитовые мергели синской свиты; З — горючие сланцы р. Аши (доманик); И — окремненные сланцеватые алевроитовые мергели синской свиты; К — горючие сланцы Куш-Елги (доманик). Графики основных компонентов пород доманика (Б, Г, Е, З, К) по Н. М. Страхову, пересчитанные на кальцит и доломит.

северного склона Алданского массива, также особенно характерны для синского горизонта.

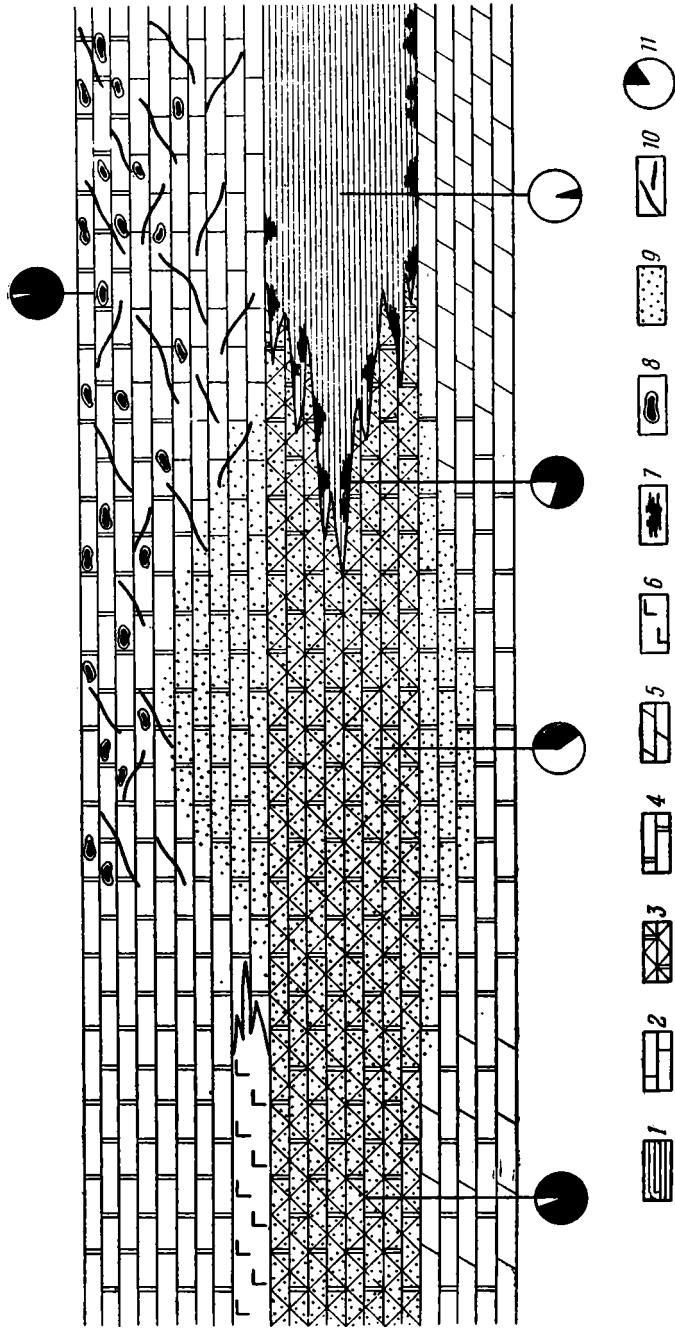
В подошве и кровле черных сланцеватых известняков, как и в области их выклинивания (на р. Ботома), большим распространением пользуются битумопроявления первой разности четвертого типа — твердый черный асфальтит в кавернах, тесно связанный с вмещающей битуминозной породой. Этот асфальтит представляет собой, очевидно, результат разделения первично осажденного в синской свите органического вещества и незначительного перемещения его наиболее подвижной, битумной, части. Подобные явления уже отмечались ранее (Страхов, 1936) среди обогащенных органическим веществом сланцев доманика.

Далее к западу, в лагунной фации синского горизонта, представленной в основном крупнокристаллическими пористыми доломитами (пачка битуминозных доломитов), наблюдается почти исключительно пороховидный битум. Там же, где пачка битуминозных доломитов вскрыта скважинами (Намана, Русская Речка), слагающие ее породы пропитаны жидкой нефтью. Не исключена возможность, что «пороховидный битум» в естественных обнажениях частично является остаточным, образовавшимся в результате выветривания доломитов, пропитанных полужидким битумом. Естественно предположить, что эти битумы являются результатом более далекой, чем в случае с включениями асфальтитов в кавернах битуминозных известняков, миграции подвижной части органического вещества синской свиты в горизонтальном направлении.

Битумопроявления в покрывающих синскую свиту породах восточного разреза по Лене и в нижнем течении Ботомы также довольно многообразны. Часто наблюдаются примазки асфальтита по трещинам в породах кутургиновой свиты, заполненные асфальтитом каверны в доломитах кетеминской свиты и даже среди отложений среднего кембрия. Асфальтит в этих свитах заключен в породах, совершенно не содержащих органического вещества, и представляет собой почти целиком нефтяной битум «А». Естественно считать эти асфальтиты образовавшимися из того же источника, что и рассмотренный выше пороховидный битум.

Таким образом, при рассмотрении характера битумопроявлений синского горизонта бросается в глаза не только вертикальная, но и главным образом боковая миграция битумов, образовавшихся в результате дифференциации органического вещества синской свиты (фиг. 27). Ярко выраженная боковая миграция обусловлена, повидимому, тем, что синская свита подстилается плохо проницаемыми глинистыми известняками пестроцветной свиты, покрывается плотными афанитовыми известняками кутургиновой свиты, перемещения битума в которых возможны лишь по трещинам, и переходит по простиранию в крупнокристаллические пористые породы пачки битуминозных доломитов, способные пропустить через себя значительное количество жидкой нефти. Характерно, что в тех районах, где пачка битуминозных доломитов, в свою очередь, покрыта плотной покрывной глинистых и галогенных пород (Намана, Русская Речка, Толбачан и др.), она хорошо выделяется в разрезе благодаря значительной обогащенности битумом. В тех же районах, где породы пачки битуминозных доломитов граничат и сверху и снизу со сходными пористыми доломитами (р. Амга), битумопроявления в вышележащих и ниже лежащих пачках обильны почти так же, как в этой пачке, что в значительной степени затрудняет ее выделение.

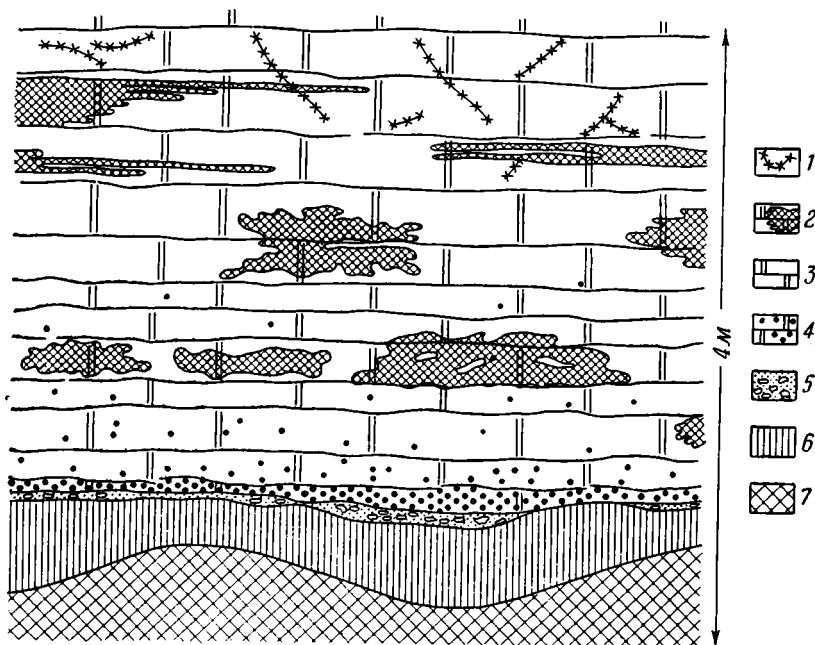
К сожалению, отсутствие материалов не позволяет аналогичным образом рассмотреть обильные битумопроявления в породах Толбинского подъяруса. Можно только сказать, что нефте- и битумопроявления в этих породах являются, вероятно, вторичными. Об этом свидетельствуют как характер нефти и битумов, приуроченных к отдельным



Фиг. 27. Типы битумопроявлений в синском горизонте и вмещающих его породах:

1 — известняки синской свиты, обогащенные первичным органическим веществом; 2 — известняки более молодых горизонтов; 3 — доломиты пачки битуминозных доломитов; 4 — доломиты, подстилающие и покрывающие пачку битуминозных доломитов; 5 — глинистые известняки пестроцветной свиты; 6 — галогенные породы толбачанской свиты; 7 — каверны, выполненные битумом с кальцитом в центре; 8 — битум в кавернах, инфильтрованных кальцитом; 9 — пороховидный битум в порах крупнокристаллических доломитов и центре; 10 — примазки битума по трещинам; 11 — содержание битума «А» в общей массе органического вещества.

пластам пористых доломитов («слой БИД» якутских геологов) и пласту песчаника, так и наблюдавшееся нами заполнение асфальтитом полостей каверн и трещин в непосредственной близости от контакта с докембрийскими гранитами на р. Алдан (фиг. 28¹). Установить источник мигрировавшей



Фиг. 28. Схема строения базальных слоев нижнего кембрия в районе г. Томмот:

1 — примазки твердого битума по трещинам; 2 — заполнение твердым битумом мелких пор в крупнокристаллических пористых доломитах; 3 — крупнокристаллические пористые доломиты; 4 — терригенный кварц в крупнокристаллических пористых доломитах; 5 — конгломерат из галек кварца с песчаным цементом (базальный конгломерат нижнего кембрия); 6 — рыхлая осветленная и измененная поверхность гранитов докембрия; 7 — граниты докембрия

нефти и битумов на основании существующих материалов пока не представляется возможным, следует лишь сказать, что в уже цитированной работе П. И. Санина, В. Г. Пуцилло и С. П. Успенского (1950) сделана попытка генетически увязать нефть толбинской свиты и битумы пачки битуминозных доломитов.

¹ На стр. 18—48 в тексте напечатано: (рис. 1), (рис. 2)... (рис. 9), надо: (фиг. 1), (фиг. 2)... (фиг. 9).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате литологического изучения нижнекембрийских карбонатных пород на северном склоне Алданского массива, проводимого на базе широкого применения фациального анализа, удалось детально сопоставить разрезы, вскрытые реками Лена, Амга и Ботома. При этом выяснился более молодой, чем это предполагалось ранее, возраст нижнекембрийских отложений по р. Амга. Последнее обстоятельство несколько изменило представление о схеме геологического строения района: ось антиклинального перегиба оказалась ориентированной не меридионально, как считали прежде, а в северо-восточном направлении, что хорошо согласуется с общим тектоническим строением юга Сибирской платформы.

Подробный анализ литологии и фаций нижнекембрийских отложений позволил составить серию фациальных карт (по каждому горизонту), на которых удалось выделить, кроме нормально-морской и лагунной фациальных областей, переход от лагуны к открытому морю со специфическим комплексом осадков. Обработка материалов по базальной толбинской свите позволила сопоставить удаленные один от другого разрезы и составить карту мощностей толбинского подъяруса. Анализ этой карты и фациальных схем дал возможность говорить о нижнекембрийском возрасте крупной антиклинальной структуры северного склона Алданского массива.

Фации нижнекембрийского морского бассейна в районе северного склона Алданского массива на разных этапах занимали различное географическое положение. При этом наблюдались по крайней мере три более или менее крупные трансгрессии, приводившие к распresнению лагун и установлению нормально-морских условий на значительной части территории района, а также не менее трех регрессий, в результате которых устанавливался режим осолоняющихся лагун.

То обстоятельство, что нижнекембрийский водоем представлял собой единую седиментационную область с четко различимыми фациями нормального моря, осолоняющейся лагуны и переходной зоны между ними, позволяет проанализировать ход нижнекембрийского доломитонакопления в разных фациальных условиях. Доломиты всех трех фациальных областей по морфологии и условиям образования разделяются на пять различных типов, причем одни типы характерны для фаций осолоняющейся лагуны, другие — для переходной зоны, третьи — для окраинных частей нормального открытого моря. Изучение этих типов доломитов показывает, что все они образовались в результате непосредственного осаднения доломита из раствора, причем в ряде случаев в осадке происходило диагенетическое перераспределение первичного доломитового вещества. По мере перехода от открытого моря к лагуне общее содержание доломита в породах резко увеличивается (от 8 до 90%), причем это увеличение тесно связано с обеднением видового состава фауны. Иными словами, до-

ломитообразование в рассмотренном нижнекембрийском водоеме происходило главным образом в условиях осолоняющейся лагуны, где доломит являлся основной, а иногда даже единственной осаждающейся солью.

Органическое вещество в нижнекембрийских отложениях северного склона Алданского массива встречается в виде пяти основных морфологических типов, которые объединены в две генетические группы — первичных и вторичных битумов. Для первой характерно равномерное распределение органического вещества и залегание его в виде микрослоев, ориентированных параллельно напластованию. Содержание битума «А» в этих породах составляет всего 3—4% от общей массы органического вещества. Вторичные битумы характеризуются неравномерным распределением по породе, а содержание битума «А» в них составляет 40—90% от органического вещества.

Обилие битумопроявлений различных типов в синском и вмещающих его горизонтах показывает не только вертикальную, но и главным образом боковую миграцию битумов, образовавшихся в результате дифференциации органического вещества синской свиты. Ярко выраженная боковая миграция обусловлена, по-видимому, тем, что синская свита подстилается плохо проницаемыми глинистыми известняками, покрывается плотными афанитовыми известняками и переходит по простиранию в пористые породы пачки битуминозных доломитов. Наличие заметных битумопроявлений на крыльях крупной структуры при ряде прочих благоприятных условий заставляет предположить практический интерес наиболее приподнятой части этой структуры.

Т А Б Л И Ц Ы

І – ХІV

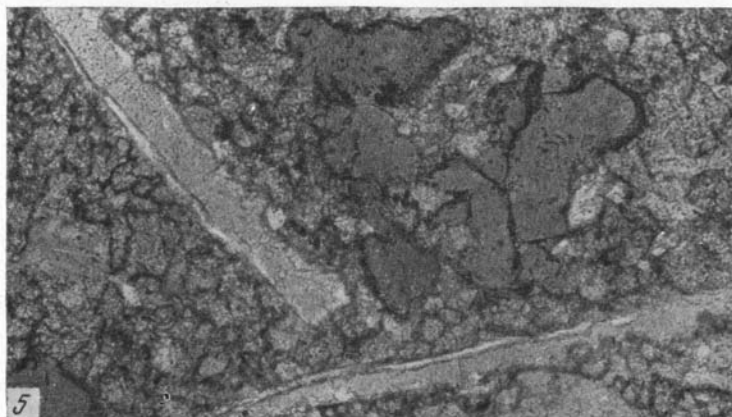
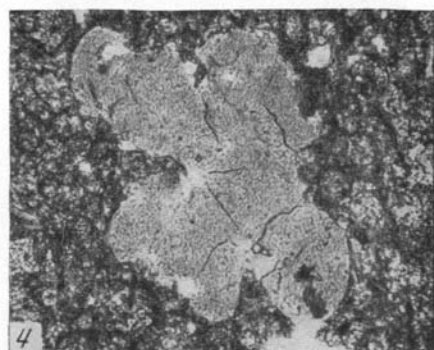
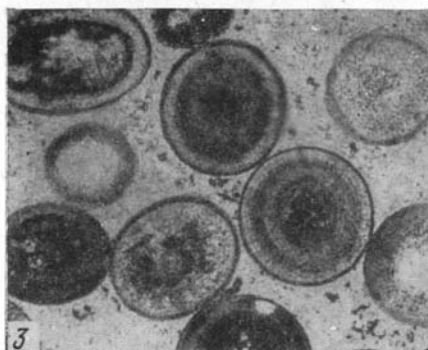
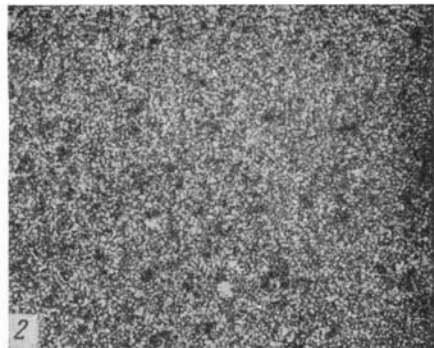
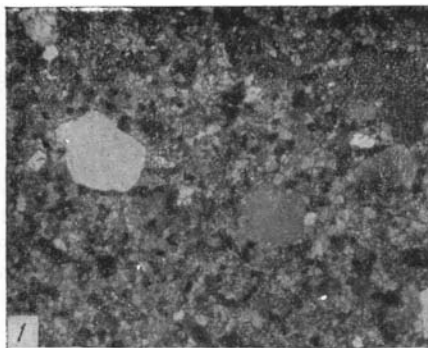


ТАБЛИЦА I

- 1 — обломочный кварц в мелкокристаллическом массивном доломите. Толбинская свита, р. Алдан. $\times 20$, николи +
- 2 — микрозернистый доломит с включениями глинистого вещества. Толбинская свита, р. Алдан. $\times 46$,
- 3 — оолитовая структура, сохранившаяся в замещенных кремнеземом участках оолитового доломита. Толбинская свита, р. Алдан. $\times 46$,
- 4 — «лапчатый» сингенетичный глауконит в известняке. Пестроцветная свита, р. Алдан. $\times 90$,
- 5 — зерна глауконита и фосфатизированные обломки раковин брахиопод в известняке. Пестроцветная свита, р. Алдан. $\times 90$,

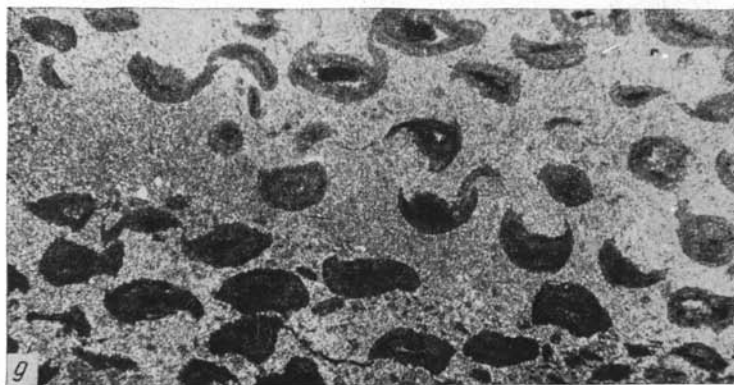
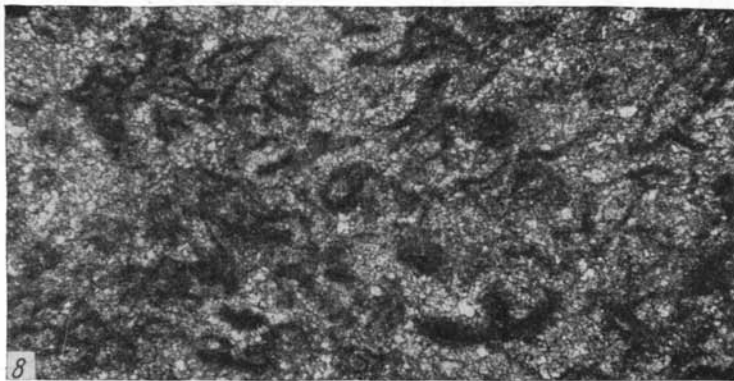
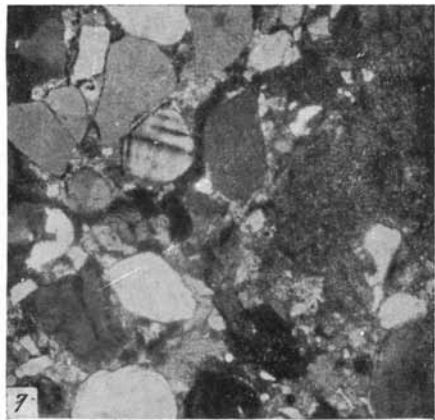
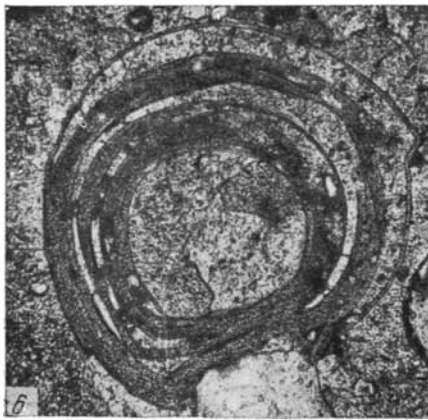


ТАБЛИЦА II

- 6 — проблематические фосфатные органические остатки. Пестроцветная свита, р. Алдан, $\times 90$,
7 — кварцево-полевошпатовый песчаник в основании дикимдинской свиты, р. Олекма. $\times 20$, николи +
8 — водоросли *Nubecularites* в доломитах дикимдинской свиты, р. Олекма. $\times 46$,
9 — деформированные оолиты в кровле дикимдинской свиты, р. Олекма $\times 10$,

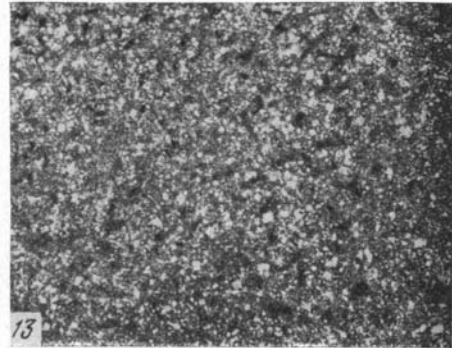
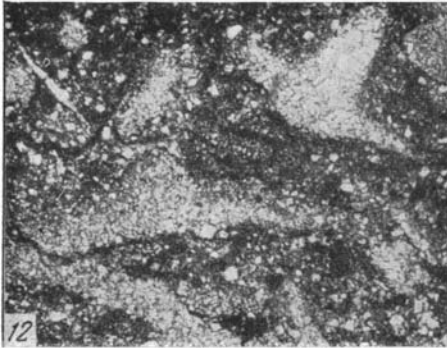
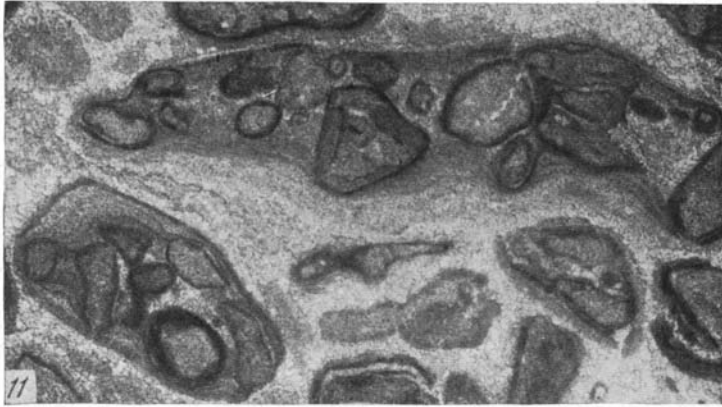
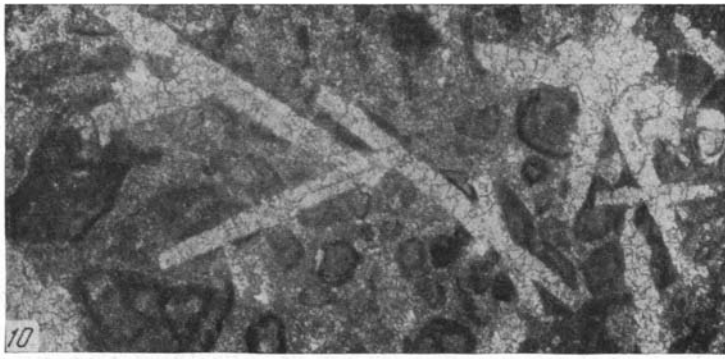


ТАБЛИЦА III

- 10 — псевдоморфозы кальцита по гипсу в сгустковом доломите порохтахской свиты, р. Олекма $\times 20$,
 11 — водоросли *Osagia bothrydioformis* Krasn. в нижней части порохтахской свиты р. Олекма. $\times 20$, спикулы губок *Chancelloria Walcott* в глинистых доломитистых известняках пестроцветной свиты, р. Лена. 13 — афанитовый известняк пестроцветной свиты, р. Лена.

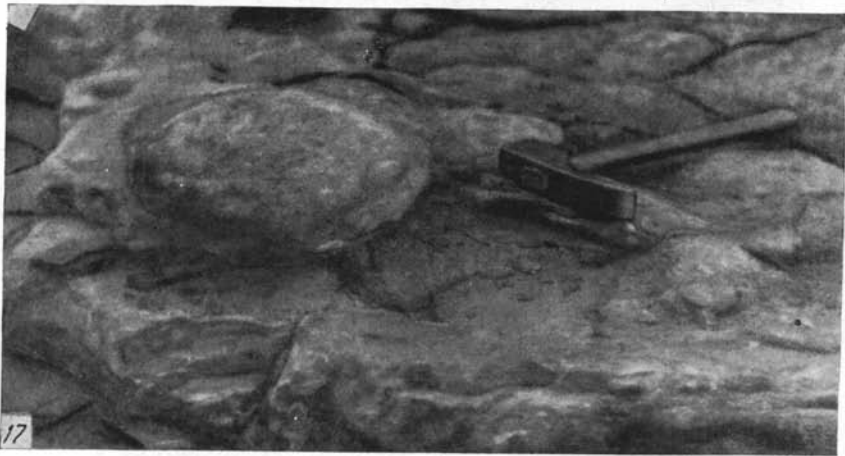
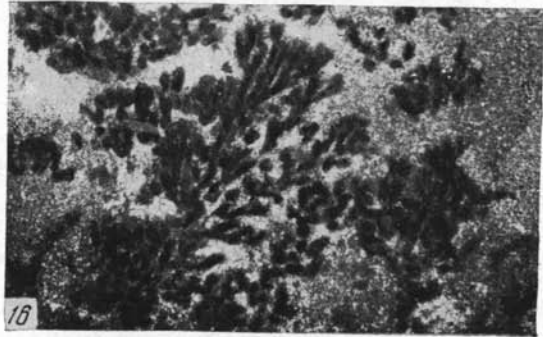
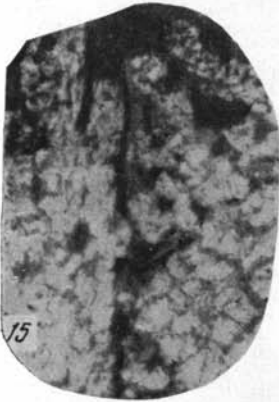
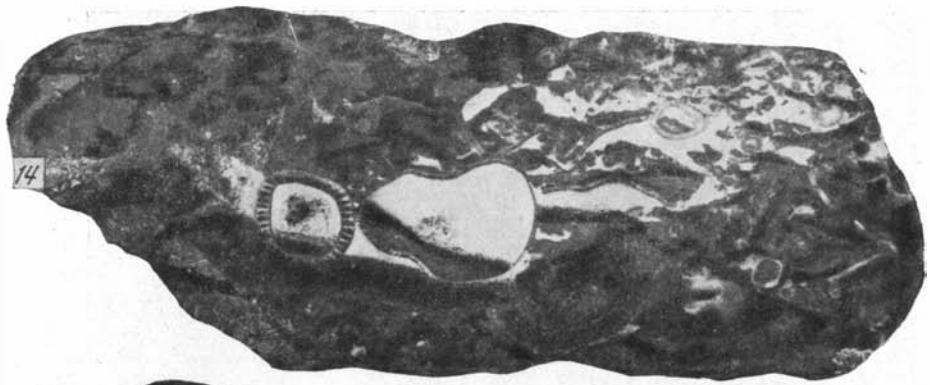


ТАБЛИЦА IV

- 14** — археоциатовый известняк пестроцветной свиты, р. Лена. Пространство между кубками, а частично и внутри кубков выполнено крупнокристаллическим кальцитом. Пришлифовка, нат. вел.
- 15** — водорослевый известняк пестроцветной свиты, р. Лена. Видны кусттики эпифитоновых водорослей. Пришлифовка, нат. вел.
- 16** — эпифитоновые водоросли, продольный срез. Пространство между «веточками» заполнено светлым крупнокристаллическим кальцитом. Пестроцветная свита, р. Лена. X 46,
- 17** — округлая колония эпифитоновых водорослей, выбитая из пласта водорослевых известняков. Пестроцветная свита, р. Ботома

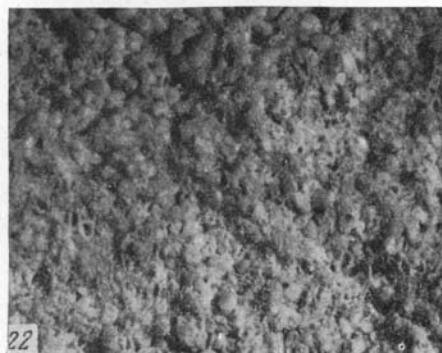
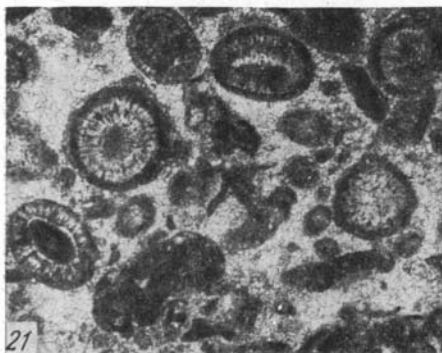
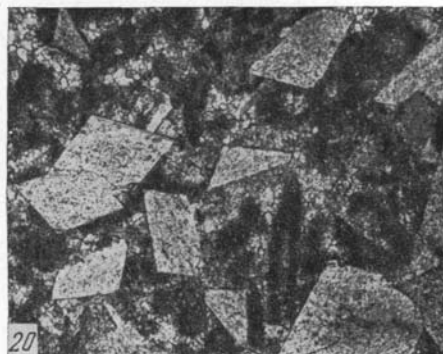
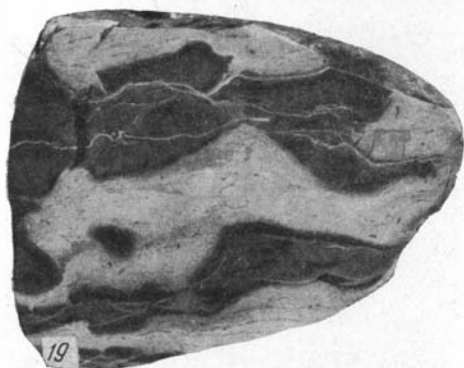
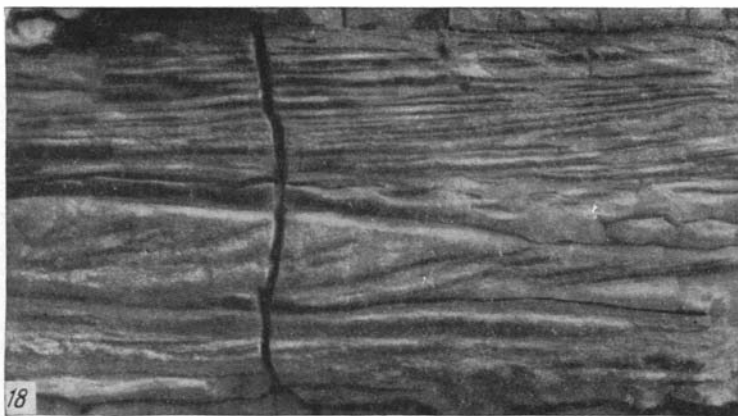


ТАБЛИЦА V

- 18 — косая слоистость в детритусовых известняках пестроцветной свиты, р. Ботома. Ум. 3—5 раз.
- 19 — пятнистые доломитистые известняки пестроцветной свиты, р. Ботома. Темное — светло-серый афанитовый известняк, светлое — желтоватый известковистый доломит. Пришлифовка, нат. вел.
- 20 — ромбоэдры доломита среди скрытозернистого кальцита в пятнистых доломитистых известняках пестроцветной свиты, р. Ботома. Видны «трубочки» (темное), вероятно, органогенного происхождения. $\times 46$,
- 21 — оолитовый известняк пестроцветной свиты р. Лена. Видны известняковые песчинки, сложенные скрытозернистым кальцитом (темное). $\times 20$,
- 22 — оолитовые доломиты пестроцветной свиты, р. Ботома. Поверхность образца нат. вел.

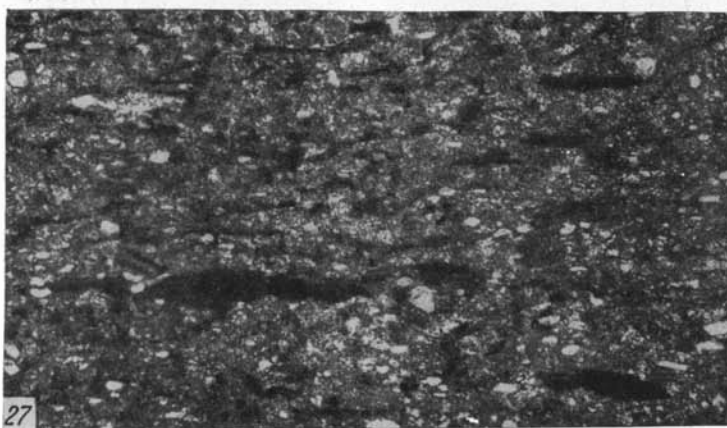
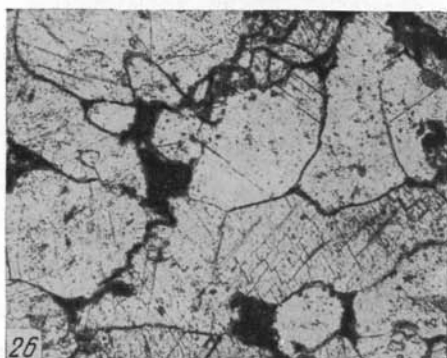
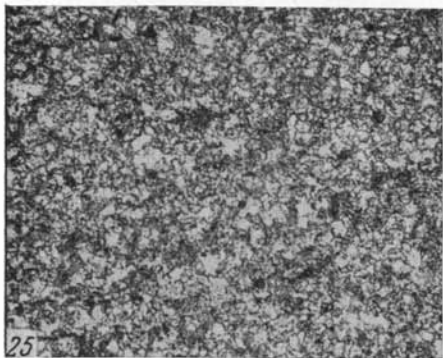
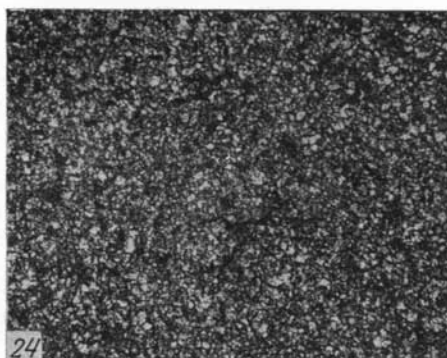
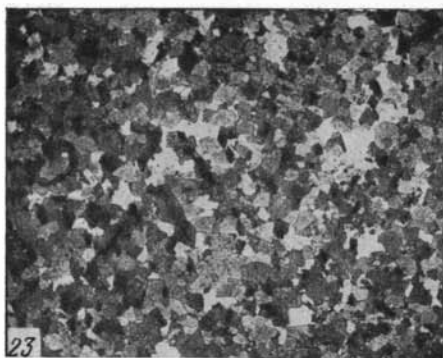


ТАБЛИЦА VI

- 23 — крупнокристаллические пористые доломиты пестроцветной свиты, р. Лена. $\times 10$,
24 — пелитоморфные доломиты пестроцветной свиты, р. Ботома. $\times 46$,
25 — афанитовый известняк олекминской свиты, р. Лена. $\times 46$,
26 — черный крупнокристаллический известняк. Иниканская свита, р. Мая. $\times 46$,
27 — включения органического вещества (черное) в черных сланцеватых известняках синской свиты, р. Лена. $\times 90$,

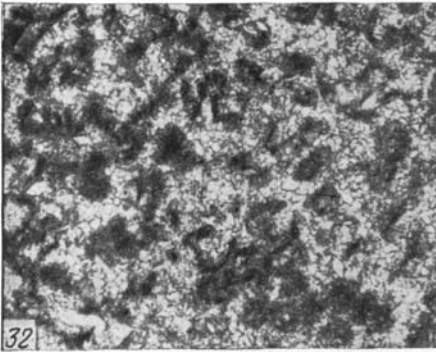
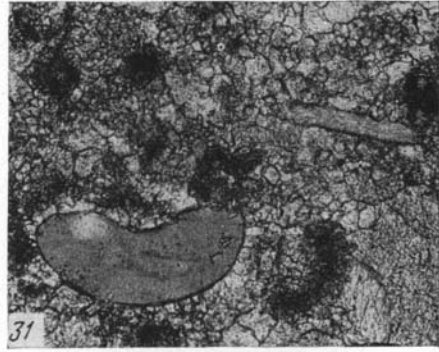
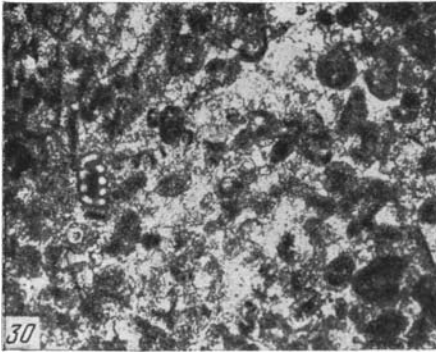
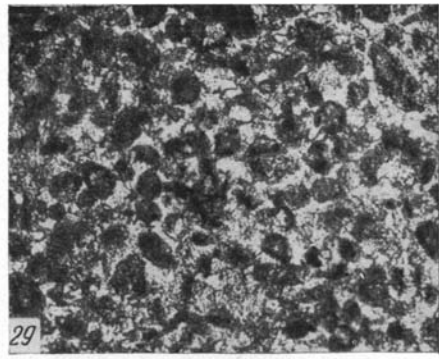
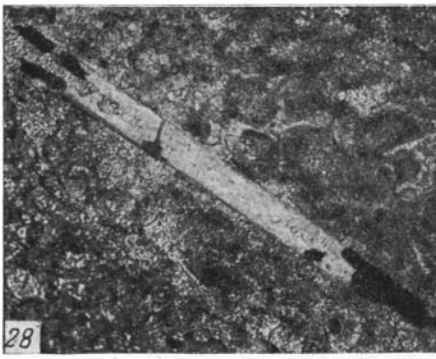


ТАБЛИЦА VII

- 28 — кремневая спикула в черных сланцеватых известняках синской свиты, частично замещенная пиритом (черное), р. Синяя. $\times 90$,
 29 — сгустки скрытозернистого кальцита в черных сланцеватых известняках синской свиты, р. Синяя. $\times 90$,
 30 — раковина *Obruchevella* (слева) в черных сланцеватых известняках со сгустками. Синская свита, р. Синяя. $\times 90$,
 31 — глауконит в известняке. Еланская свита, р. Лена. $\times 90$,
 32 — сгустковые известняки. Пачка битуминозных доломитов, р. Толбачан $\times 46$,
 33 — афанитовые известняки с доломитом. Белое — известняк, темное — желтовато-красноватый известковистый доломит. Кетеминская свита, р. Лена. Пришлифовка, нат. вел.

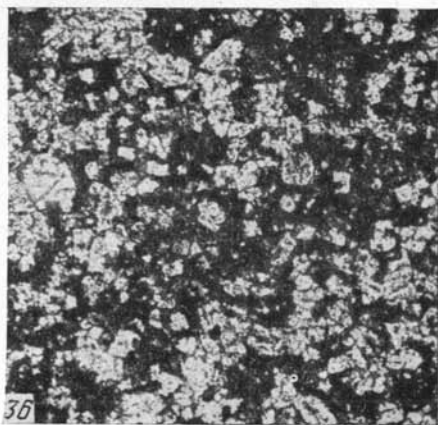
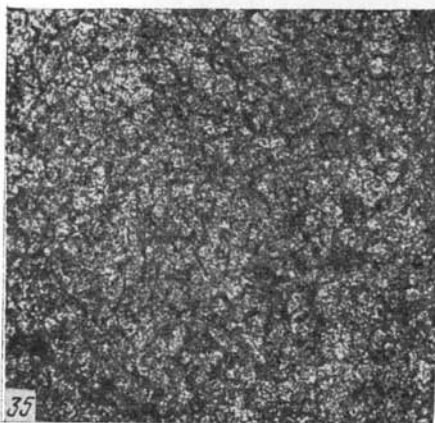
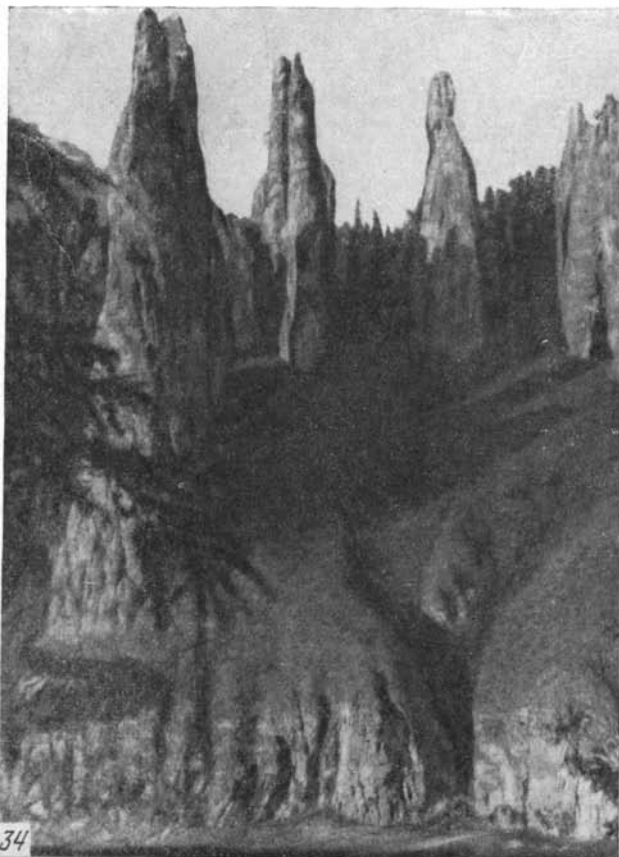


ТАБЛИЦА VIII

34 — столбы кутургиновой свиты на р. Синяя

35 — доломитистые известняки кутургиновой свиты, р. Лена. $\times 90$. Шлиф до прокрашивания

36 — тот же шлиф, что и на фото 35, но после прокрашивания. Черное — кальцит, светлое — доломит

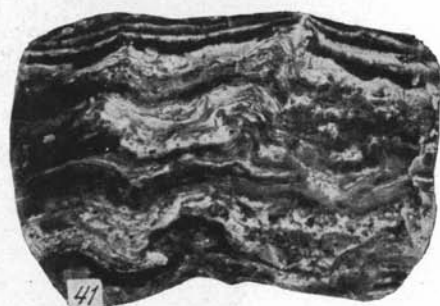
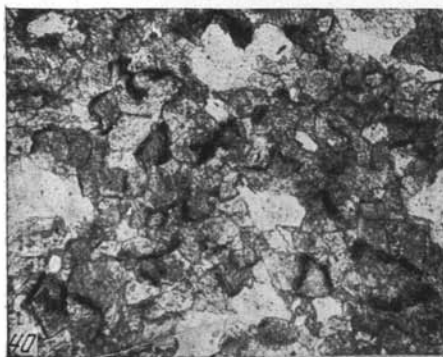
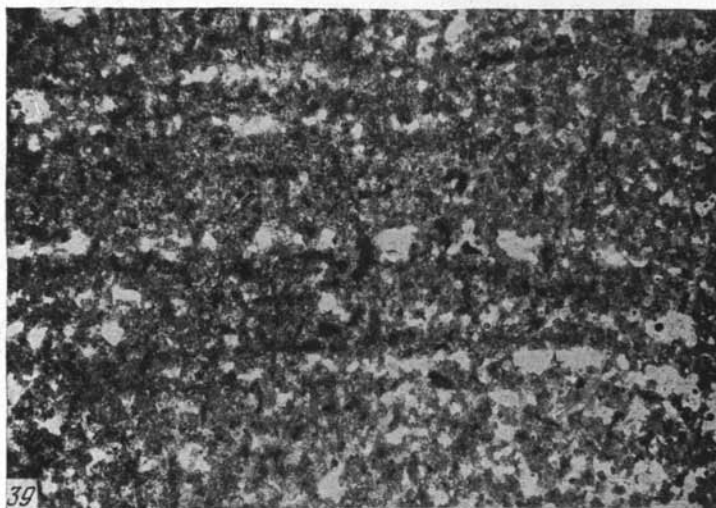
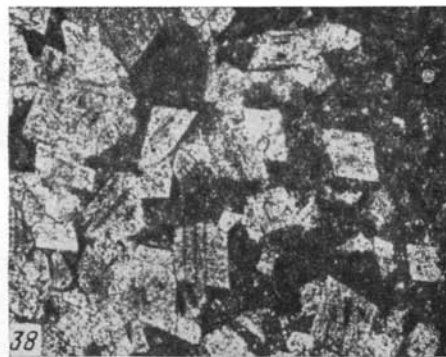
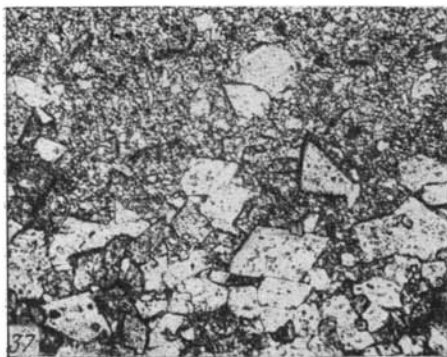


ТАБЛИЦА IX

- 37 — порфировидные известковистые доломиты. Кетеминская свита, р. Лена. $\times 46$,
38 — Тот же шлиф после прокрашивания. Черное — микрозернистый кальцит. $\times 46$,
39 — доломитовый строматолит. Толбачанская свита, р. Ботома $\times 10$,
40 — тот же шлиф. $\times 46$,
41 — кремнеелый строматолит. Чарская свита, р. Амга. Пришлифовка, нат. вел.

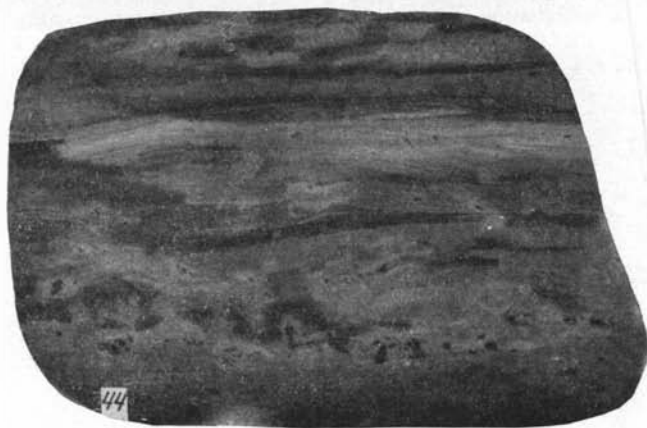
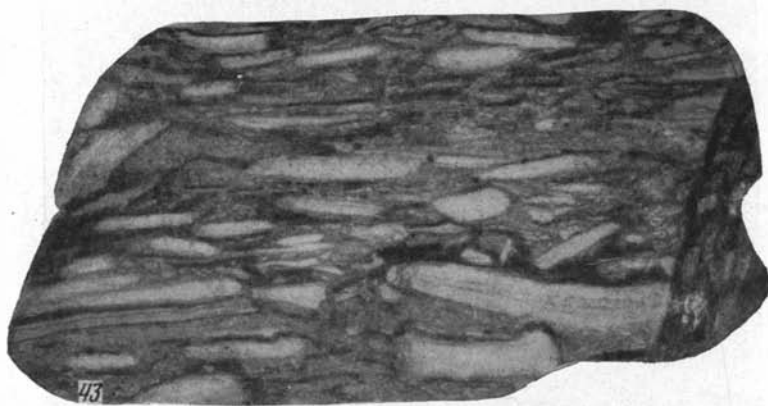


ТАБЛИЦА X

- 42 — кремневая конкреция (темное) в пласте доломитового строматолита, Чарская свита, р. Амга. Пришлифовка, нат. вел.
- 43 — крупнокристаллический пористый доломит обломочного происхождения. Чарская свита, р. Амга. Пришлифовка, нат. вел.
- 44 — косая микрослойность в крупнокристаллическом пористом доломите. Чарская свита, р. Амга. Пришлифовка, нат. вел.

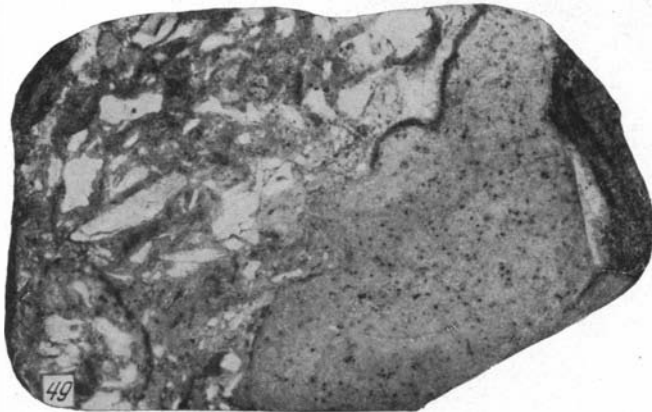
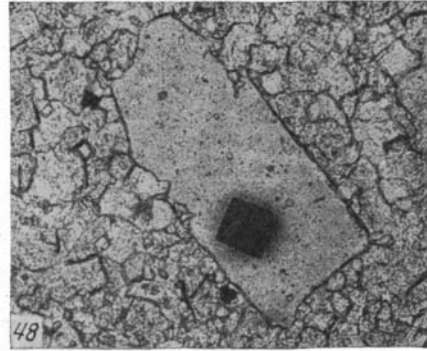
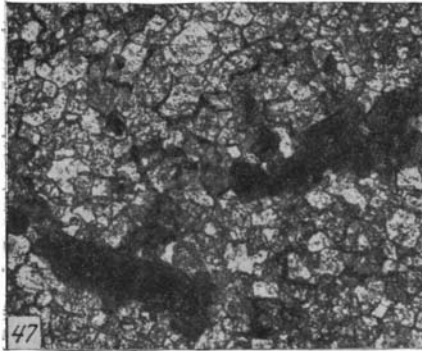
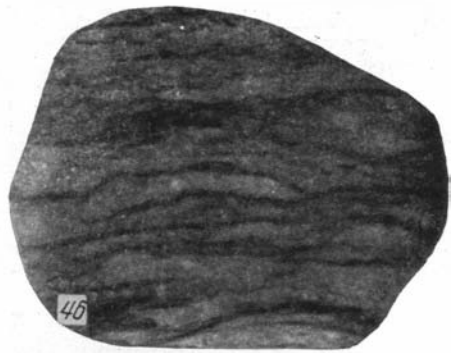
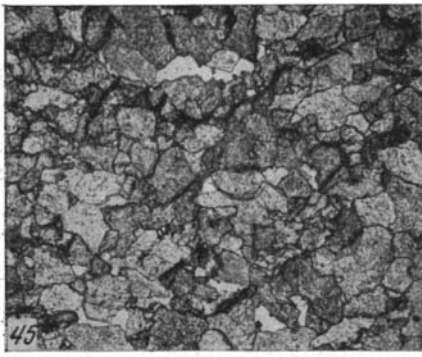


ТАБЛИЦА XI

- 45 — крупнокристаллические пористые доломиты. Пачка битуминозных доломитов, р. Лена. $\times 46$,
46 — распределение органического вещества в крупнокристаллических пористых доломитах пачки битуминозных доломитов, р. Лена. Пришлифовка, нат. вел.
47 — глауконит в доломите. Еланская свита, р. Лена. $\times 46$,
48 — зерно глауконита с пиритом в доломите. Еланская свита, р. Лена. $\times 90$,
49 — контакт «доломитовой брекчи с глауконитом в цементе» и «доломита с глауконитом». Еланская свита, р. Лена. Пришлифовка, нат. вел.

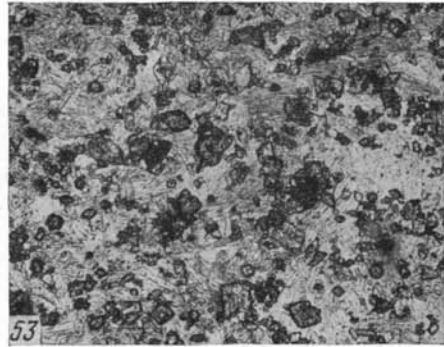
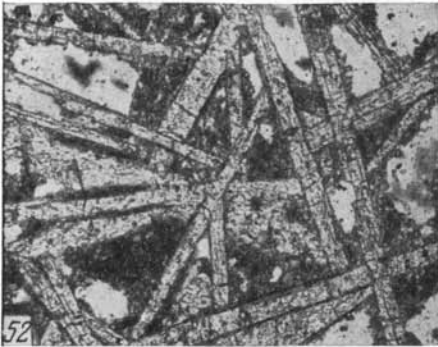
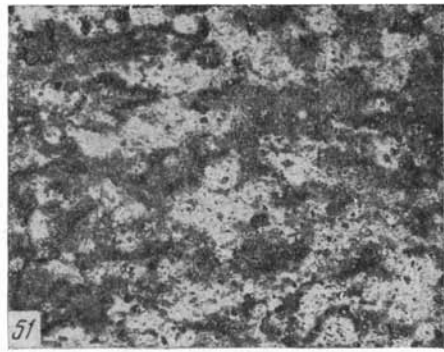
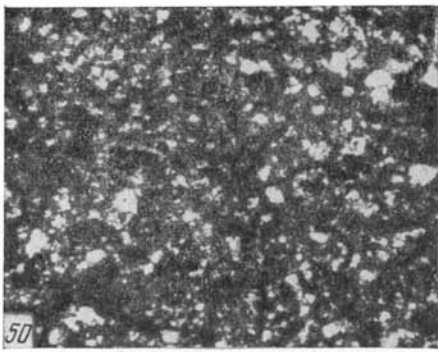


ТАБЛИЦА XII

- 50 — Сланцеватый алевритовый мергель. Иниканская свита, р. Мая, $\times 90$,
51 — окремненный сланцеватый алевритовый мергель. Светлое — кварц. Иниканская свита, р. Мая. $\times 90$,
52 — кристаллы гипса в доломите. Толбачанская свита, скважина у устья р. Русская Речка. $\times 46$,
53 — ангидрито-доломиты. Толбачанская свита, скважина у устья р. Русская речка. $\times 46$.
54 — псевдоморфозы кальцита по выщелоченным кристаллам гипса в кровле олекминской свиты на р. Амга. Поверхность образца, нат. вел.

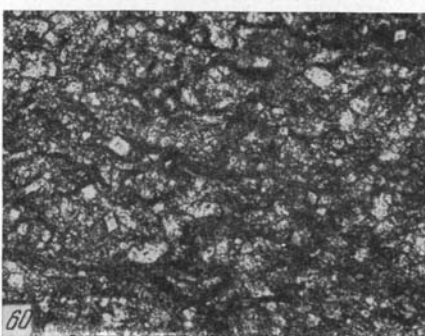
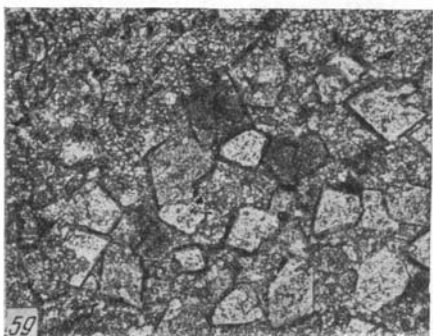
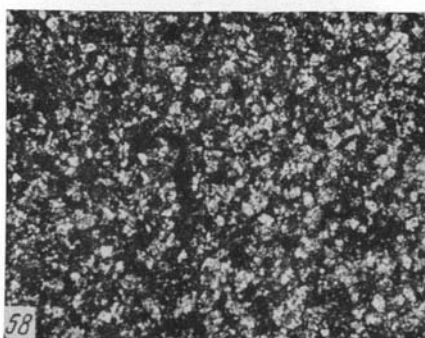
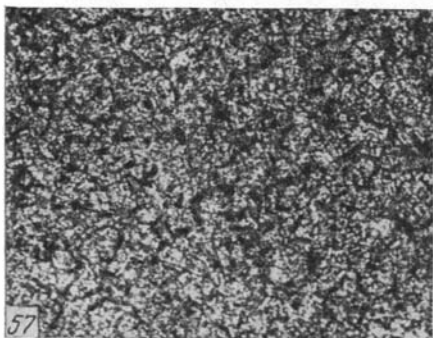
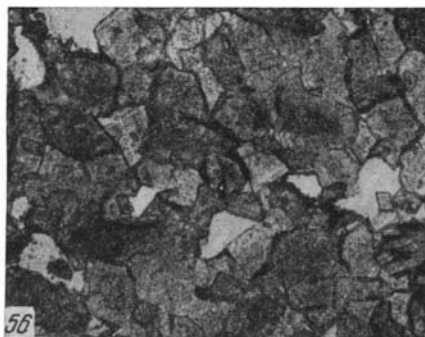
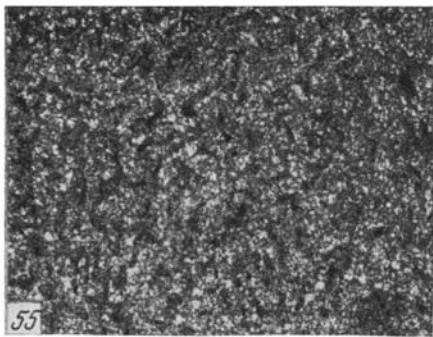


ТАБЛИЦА XIII

- 55 — пелитоморфные доломиты. Пестроцветная свита, р. Лена. $\times 46$,
56 — крупнокристаллические пористые доломиты. Кетеминская свита, р. Лена. $\times 46$,
57 — мозаичные известковистые доломиты. Куторгиновая свита, р. Лена. $\times 46$,
58 — тот же шлиф после прокрашивания. Черное — кальцит, светлое — доломит
 $\times 46$,
59 — порфировидные известковистые доломиты. Кетеминская свита, р. Лена. $\times 46$,
60 — глинистые доломитистые известняки. Пестроцветная свита, р. Лена. $\times 90$,

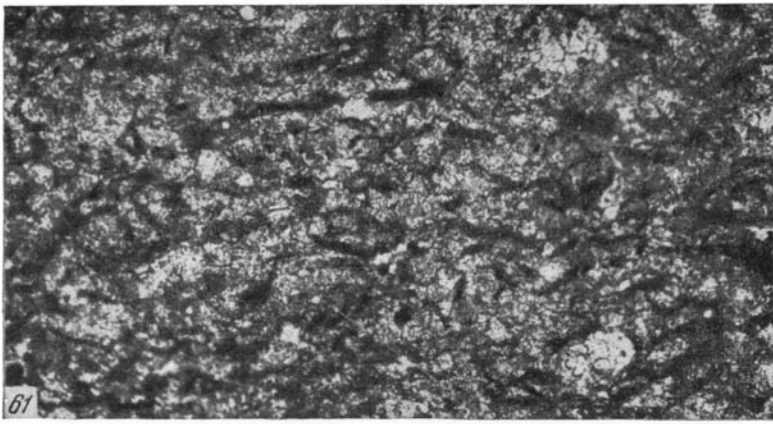


ТАБЛИЦА XIV

- 61 — микрослоечки органического вещества в черных сланцеватых известняках синской свиты, р. Лена. $\times 90$,
 62 — «пороховидный битум» в пористых доломитах пачки битуминозных доломитов. Включения битума «проявляют» скрытую слоистость породы. р. Амга. Поверхность образца, нат. вел.
 63 — «пороховидный битум» в пористых доломитах кровли пестроцветной свиты, р. Амга. Пришлифовка, нат. вел.
 64 — каверна, заполненная кальцитом и битумом (асфальтитом), выполняющими центральную часть полости. Куторгиновая свита, р. Ботома. Поверхность образца, нат. вел.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Арсеньев А. А. и Нечаева Е. А. Геологический очерк Олекмо-Токкинского района (Якутская АССР). Тр. Главн. геол. упр. Главсевморпути, вып. 27, 1947.
- Архангельский А. Д. Где и как искать новые нефтеносные области в СССР? «Нефтяное хозяйство», № 6, 1929.
- Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. БМОИП, отд. геол., 8, вып. 1—2, 1930.
- Атласов И. П. Геологические исследования района Ботомских железорудных месторождений (Якутская АССР). Матер. Центр. научно-исслед. геол.-развед. ин-та. Полезные ископаемые. Сб. 2, 1935.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. и Ратынский В. М. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
- Вологдин А. Г. О климате северной Азии в кембрийский период. В кн. «Труды XVII сессии Международного геологического конгресса (1937)», т. 6, М., 1940.
- Геккер Р. Ф. О первой находке археоциат в Сибири. Геол. вестник, 6, № 1—3, 1928.
- Гурари Ф. Г. К стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1945.
- Гурари Ф. Г. О солености юго-востока Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1947.
- Дзевановский Ю. К. Геологическое строение южной Якутии в свете новых данных. Матер. Всесоюзн. научно-исслед. геол. ин-та, общ. сер., сб. 7, 1946.
- Журавлева И. Т. О возрасте археоциатов горизонтов Сибири. ДАН СССР, 80, № 2, 1951.
- Журавлева И. Т. Археоциаты Сибирской платформы и их значение для стратиграфии кембрия Сибири. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I, Изд. АН СССР, 1954.
- Журавлева И. Т. и Зеленев К. К. Биогермы пестроцветной свиты р. Лены. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР. Сборник по фауне палеозоя Сибири, 56, 1955.
- Журавлева И. Т. и Кордэ К. Б. Находка губки *Chancelloria Walcott* в отложениях нижнего кембрия Сибири. ДАН СССР, 104, № 3, 1955.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. Вопросы геологии Азии, т. I, Изд. АН СССР, 1954.
- Зверев В. Н. Геологические исследования в долине р. Алдан. Изв. Геол. ком-та, 32, № 4, 1913.
- Зверев В. Н. Геологические исследования в долине р. Май и низовья Алдана. Изв. Геол. ком-та, 33, № 9, 1914.
- Зеgebарт Д. К. К стратиграфии и тектонике древнего палеозоя и мезозоя правого и левого берега р. Лены от устья р. Бирюк до устья р. Синей и притоков рек Наманы и Бирюка. БМОИП, отд. геол., 14, вып. 3, 1936.
- Зеgebарт Д. К. Некоторые новые данные к стратиграфии и литологии кембрийских отложений Лено-Алданского междуречья. БМОИП, отд. геол., 17, вып. 2—3, 1939.
- Зеgebарт Д. К. Геологическое строение междуречья рек Алдана и Амги, Томмотский район Якутской АССР. БМОИП, отд. геол., 17, вып. 4—5, 1939.
- Зеленев К. К. О нижнекембрийских морских битуминозных породах северного склона Алданского массива. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 155, сер. геол. (№ 66), 1955.
- Зеленев К. К. Доломиты в нижнекембрийских отложениях северного склона Алданского массива и условия их образования. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.
- Зеленев К. К., Журавлева И. Т. и Кордэ К. Б. К строению алданского яруса кембрия Сибирской платформы. ДАН СССР, 102, № 2, 1955.
- Цванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Госгеолиздат, 1953.

- Краснопеева П. С. Водоросли и археоциаты древнейших толщ Потехинского плашета Хакассии. Матер. по геологии Красноярского края, № 3, 1937.
- Криштофович А. Н. Находка плаунообразного растения в кембрии Восточной Сибири. ДАН СССР, 91, № 6, 1953.
- Лермонтова Е. В. Нижнекембрийские трилобиты и брахьоподы Восточной Сибири. Госгеолиздат, 1951.
- Маслов В. П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья (Восточная Сибирь). Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 15, сер. геол. (№ 5), 1940.
- Маслов В. П. Принципы номенклатуры и систематики строматолитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.
- Некрасова О. И. Литология ниже- и среднекембрийских отложений разреза Амгинской опорной скважины (Восточная Сибирь). Тр. Всесоюз. научно-исслед. геол. ин-та, нов. сер., 4, 1955.
- Обручев В. А. Геологический обзор Сибири. ГИЗ, 1927.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. I. Докембрий и древний палеозой. Изд. АН СССР, 1935.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940). Вып. 5. Сибирская платформа, Таймырский край и Восточный Саян. Изд. АН СССР, 1945.
- Покровская Н. В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I. Изд. АН СССР, 1954.
- Прошкина-Лавренко А. И. Гидробиологическое районирование Сиваша на основании изучения его альгофлоры. В кн. «Труды конференции по проблеме Сиваша». Киев. Изд. АН УССР, 1940.
- Равич М. Г. Литология кембрийских отложений северного склона Алданского массива. Уч. зап. Якутск. гос. пед. ин-та, вып. 1, 1944.
- Рейтлингер Е. А. Кембрийские фораминиферы Якутии. БМОИП, отд. геол., 23, вып. 2, 1948.
- Ржонсницкий А. Г. Краткий отчет о геологических исследованиях в бассейне Вилпы и Лены. Зап. Русск. минер. об-ва, 51, 1918.
- Розенцвит А. О. Батамайские каменные «столбы» на р. Лене. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 80, вып. 1, 1948.
- Санин П. И., Пудилло В. Г. и Успенский С. П. Битумы и битуминозные породы кембрийских отложений. Тр. Ин-та нефти АН СССР, 1, вып. 2, 1950.
- Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 132, сер. геол. (№ 53), 1951.
- Сенюков В. М. Река Толба и нефтеносность северного склона Алданского массива. Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, вып. 107, 1938.
- Ситников С. П. Колебательные движения северного склона Алданского массива в кембрийском периоде. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1946.
- Страхов Н. М. Некоторые данные по вопросу о миграциях битумов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2—3, 1936.
- Страхов Н. М. О значении сероводородных бассейнов как областей аккумуляции битуминозных и нефтепроизводящих свит. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1937.
- Страхов Н. М. Доманиковская фауна Южного Урала. Тр. Ин-та геол. наук СССР, вып. 16, сер. геол. (№ 6), 1939.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. 1. Госгеолиздат, 1948.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, сер. геол. (№ 45), 1951.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн. «Образование осадков в современных водоемах». Изд. АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М. К вопросу о распределении и генезисе доломитов верхнего карбона Самарской луки. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.
- Суворова Н. П. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I. Изд. АН СССР, 1954.
- Суворова Н. П. Трилобиты кембрия востока Сибирской платформы. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. 63, 1956.
- Толль Э. В. О распространении кембрийских и нижнесилурийских отложений в Сибири (Предв. сообщение). Зап. СПб. минер. об-ва, 33, вып. 1, 1895.
- Флорова О. В. Нефтеносность кембрийских отложений Лено-Алданского бассейна. Гостехиздат, 1941.
- Фришфельд Г. Э. Геология и полезные ископаемые Центрального района. Якутская АССР. СОПС АН СССР, вып. 2, 1932.
- Чекановский А. Л. Предварительный отчет о Ленско-Оленском путешествии. Изв. Русск. геогр. об-ва, 12, отд. 11, 1876.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. БМОИП, отд. геол., 10, вып. 3—4, 1932.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Г л а в а I. Краткий очерк истории исследований нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива	5
Г л а в а II. Стратиграфия нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива	8
Г л а в а III. Литология алданского яруса	24
Г л а в а IV. Литология ленского яруса	54
Г л а в а V. История развития нижнекембрийского морского бассейна на северном склоне Алданского массива.	88
Г л а в а VI. Некоторые вопросы карбонатообразования в нижнекембрийское время на северном склоне Алданского массива	93
Г л а в а VII. Битумопроявления в нижнекембрийских отложениях северного склона Алданского массива	108
Заключение	118
Литература	121

Константин Константинович Зеленев

Литология нижнекембрийских отложений
северного склона Алданского массива
Труды Геологического института, вып. 8

• *Утверждено к печати
Геологическим институтом
Академии наук СССР*

Редактор издательства *Н. С. Ильина*
Технический редактор *Т. В. Полякова*

•
РИСО АН СССР № 4—1Р
Сдано в набор 10/XII 1956 г. Подписано к печати
5/VIII 1957 г. Формат 70×108^{1/16}. Печ. л. 7,75 = 10,61.
Уч.-изд. л., 9,9+10 вклеек. Тираж 1750 экз. Т-07373
Изд. № 1919. Тип. зак. № 1138
Цена 8 р. 75 к.

•
Издательство Академии наук СССР
Москва Б-64, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР
Москва Г-99, Шубинский пер., 10

8 p. 75 к.