АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

# ОЧЕРКИ ПО ГЕОЛОГИИ СИБИРИ

Выпуск 15

Н. С. ЗАЙЦЕВ и Н. В. ПОКРОВСКАЯ

## СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЛЕНЫ

Ю. П. ИВЕНСЕН и С. А. САЛУН

## СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

# ОЧЕРКИ
## ПО
# ГЕОЛОГИИ СИБИРИ

Вып. 15

Н. С. ЗАЙЦЕВ и Н. В. ПОКРОВСКАЯ

## СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЛЕНЫ

Ю. П. ИВЕНСЕН и С. А. САЛУН

## СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1950 ЛЕНИНГРАД

Главный редактор
академик *В. А. Обручев*

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР *Н. С. Шатский*

Н. С. ЗАЙЦЕВ и Н. В. ПОКРОВСКАЯ

# СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЛЕНЫ

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе изложены результаты геологических исследований, произведенных в 1940 г. авторами при участии прорабов В. К. Лобанова и Ф. П. Харлова, вдоль течения реки Лены между ст. Илюнской на западе и устьем р. Бирюк на востоке.

Авторы в 1940 г. впервые произвели геологическую съемку в масштабе 1 : 1 000 000 территории около 10 000 км$^2$, охватывающей водораздельные пространства междуречий (с севера на юг): Бирюка и Меличана, Меличана и Б. Черендея, Б. Черендея и Лены, Лены и Молбо (Молво) и, наконец, Молбо и Чары. Ранее на этой территории были проведены лишь отдельные маршрутные пересечения по основным водным артериям.

При подведении итогов своей работы авторы учли немногочисленные, появившиеся в печати после 1940 г. работы, касающиеся в большинстве случаев сопредельных территорий.

## КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ РАЙОНА

Описываемый район был ранее изучен недостаточно и неравномерно. Почти все наши знания о геологическом строении района ограничивались описаниями маршрутных ходов по рекам Лене, Чаре и Бирюку (фиг. 27 на стр. 33), проложенных нашими предшественниками.

Первые геологические сведения о данной территории содержатся в маршрутном дневнике А. Л. Чекановского (1896), который в 1873—1875 гг. проехал по Лене, направляясь к устью Оленека. Он описал породы, вскрытые в береговых обрывах, дал многочисленные зарисовки обнажений, в частности разрезов у ст. Илюнской; у ст. Синьской и Бестяхской (за пределами интересующего нас района) им собрана фауна трилобитов и брахиопод. Эту последнюю затем обработал Е. Толль (1899), определивший возраст включающих ее пород как нижнекембрийский.

После Чекановского район в 1902 г. посетил А. П. Герасимов (1905), основная работа которого протекала в верховьях р. Вачи (бассейн р. Жуи), где он занимался площадной съемкой. Наш район Герасимов пересек маршрутом, который проходил по рекам Жуе, Чаре, Олекме, —

от устья Чары до впадения в Лену, и отсюда по правобережью Лены до «Мачинской резиденции». По всему маршруту им составлена геологическая карта в масштабе 1 : 840 000; для отрезка Чары и Лены в пределах исследованного нами района на карте выделены кембрийские отложения,[1] состоящие из двух толщ — известняков и гипсоносных красноцветов. Более точно возраст толщ Герасимов не определяет, но осторожно сопоставляет чарские известняки с бестяхскими, а красноцветы с олекминскими.

Правильное сопоставление упомянутых красноцветов в дальнейшем было им условно распространено и на красноцветы у ст. Березовской на Лене, которые, как увидим ниже, принадлежат ко второй красноцветной пачке и относятся к силуру.

В отношении тектоники А. П. Герасимов отмечает, что по мере удаления от Патомского нагорья складчатость становится все более спокойной и в среднем течении Чары породы лежат практически горизонтально, лишь местами образуя пологие складки с простираниями, близкими к северо-северо-западным и меридиональным.

Несмотря на всю кратковременность маршрута — 1 300 км Герасимов прошел за 36 дней,— его работа явилась основной для последующего изучения геологии района р. Чары; во всех позднейших исследованиях приводились данные Герасимова.

В 1903 г. от Витима до устья Олекмы по Лене проплыл на плотах Д. И. Мушкетов (1907), обращавший основное внимание на террасовые отложения. Что касается коренных пород, то их он схематически разделил на силурийские и кембрийские; первые, по его данным, якобы развиты от Витима до Патома, а вторые — от Патома до Олекминска. В настоящее время выяснено, что эта схема совершенно не отвечает действительности.

Д. В. Никитин (1918), повторив в 1917 г. маршрут Герасимова по Чаре, отметил широкое развитие вдоль ее берегов известняков и красноцветной толщи, не указав ни соотношений этих пород друг с другом, ни их возраста.

Значительно позднее (1930) по Чаре до Ярхана проехал Е. В. Павловский (1933). Как он сам пишет, для участка устье Жуи — Ярхан им «ничего существенно нового к известным данным А. П. Герасимова не добавлено». Е. В. Павловский также указывает на широкое распространение известняков и согласно залегающих на них красноцветов и вслед за Герасимовым допускает ошибку, отождествляя красноцветы Топур-Чаны (на Чаре) с красноцветными отложениями ст. Березовской (на Лене).

В разделе стратиграфии вызывает сомнение отнесение Павловским к свите М протерозоя «светлых и темносерых битуминозных, слабо метаморфизованных известняков, то толсто-, то тонкоплитчатых, и т. д. ..., подстилающихся, по данным Бобина, конгломератом мощностью около 3—4 м». Эта толща, судя по описаниям автора, вряд ли может оказаться древнее кембрия, что в свое время было отмечено Д. К. Зегебартом и З. М. Старостиной (1935) в сводной работе по Лено-Енисейскому полю. В историческом обзоре Павловский указывает, что зимой 1925/26 года Харитонов и Осипов проехали из Березовской на Лене вверх по Чаре до Кюскамды и по другим рекам; ими отмечены по Чаре непрерывные выходы кембрийских известняков вплоть до устья р. Ымалыт.

Все указанные работы обнимают один продолжительный по времени, но ограниченный по результатам, этап исследований. Другой этап начинается работами, связанными с выяснением детальной стратиграфии древнего палеозоя. Нашего района касаются исследования З. М. Ста-

---

[1] На карте, приложенной к работе А. К. Мейстера (1914), вдоль тех же отрезков Лены и Чары показаны кембрийские и кембросилурийские отложения.

ростиной (1935) и Д. К. Зегебарта (1936), производившиеся в 1933 г. Этими авторами были выяснены основные черты стратиграфии и тектоники не только изученного нами отрезка Лены, но и далеко за его пределами — выше и ниже по реке. Работы названных исследователей, однако, не лишены существенных недостатков, может быть, неизбежных при маршрутном характере работ.

З. М. Старостина произвела маршрутную геологическую съемку масштаба 1 : 1 000 000 береговой полосы вдоль р. Лены от гор. Киренска до устья р. Бирюк и в низовьях р. Б. Патом. На составленной ею карте выделены верхнекембрийские и силурийские осадки, подразделяющиеся на ряд горизонтов и свит. Среди верхнекембрийских отложений ею выделены два горизонта: $Cm_3^a$ внизу и $Cm_3^b$ вверху, причем нижний, по литологическим признакам, в описании подразделяется еще на три части. Нижний горизонт, общей мощностью в 250 м, целиком отвечает нашей нижней красноцветной свите (верхоленская свита, достигающая максимальной мощности 310 м); верхний горизонт $Cm_3^b$ — известняки и песчаники мощностью 100—110 м (по Старостиной) с водорослями *Collenia compacta* Wall., *C. undosa* Wall. и *Collenia* sp., по нашим данным, имеет мощность до 225 м и должен быть отнесен к нижнему силуру. Вышележащие красноцветные отложения, примерной мощностью в 260—270 м (илюнские красноцветы), также литологически подразделены на три части и отнесены к нижнему силуру на основании синхронизации с красноцветными отложениями, развитыми в районе ст. Половинной на Лене и содержащими фауну: *Orthis honorata* Barr., *Orthis* sp., *Chonetes* sp., *Strophomena* sp., *Raphistoma* sp., *Rhynchonella* sp., членики *Crinoidea, Nautiloidea* sp., *Orthoceras* sp., *Lingula* cf. *leiskowiensis* Barr.

Намеченное З. М. Старостиной подразделение пород на литологические комплексы вполне отвечает действительности. Что касается определения возраста отложений и мощностей отдельных комплексов, то наши данные, как увидим ниже, сильно расходятся с данными Старостиной.

При описании структуры З. М. Старостина указывает на большой синклинальный прогиб между ст. Нохтуйской и устьем р. Бирюк с добавочной мелкой складчатостью, который еще ранее был намечен А. Г. Ржонсницким (1916, 1918).

Д. К. Зегебарт (1936), работавший по Бирюку и по Лене непосредственно к востоку от нашей площади, придерживается в стратиграфии тех же самых подразделений, что и З. М. Старостина, допуская ту же ошибку в определении возраста пород горизонта $Cm_3^b$. Он указывает на развитие по Бирюку верхнекембрийских и нижнесилурийских пород, залегающих почти горизонтально и лишь при устье нарушенных сбросо-сдвигом, вследствие чего горизонт $Cm_3^a$ наползает на горизонт $Cm_3^b$. В нашей интерпретации эта дислокация представляется в виде ступенчатого грабена с габбро-диабазами, внедрившимися по зонам нарушения.

В горизонте известняков $Cm_3^b$ Д. К. Зегебарт нашел неопределимые остатки брахиопод. Мощность этого горизонта оценивается в 200 м. В вышележащей толще глинисто-мергелистых пород красного и вишнево-красного цвета с кирпично-красными песчаниками отмечаются прослои известняков с фауной, по определениям О. В. Флеровой *Orthis* ex gr. *calligrama* (?! — *Н. З.* и *Н. П.*). Мощность толщи оценивается в 200—225 м; она отнесена к нижнему силуру. По стратиграфическому положению и петрографическому составу толща с *Orthis* ex gr. *calligrama* Д. К. Зегебарта очень хорошо сопоставляется с нашей илюнской толщей, широко распространенной на севере района по рекам Б. Черендею, Меличану и Бирюку (выше Меличана). В ней в нескольких местах нами были найдены верхнесилурийские брахиоподы и кораллы.

В этой же работе Д. К. Зегебарт впервые устанавливает существование так называемой Чаро-Наманинской глыбы.

В 1935 г. Д. К. Зегебарт и З. М. Старостина обобщили свои наблюдения и дали сводку по геологии северо-восточной части Ленско-Енисейского поля и северной части Байкальской складчатой зоны. В описании тектоники и на помещенной схеме авторами допущены явные неточности против имеющегося фактического материала. Так, на стр. 282 они пишут: «область, располагающаяся между устьем р. Бирюк и гор. Витимом, характеризуется наличием в основании разреза (нижнего палеозоя. — *Н. З.* и *Н. П.*) мощной толщи, до 1 500 м, конгломератов, залегающих согласно, с постепенным переходом, на более древних (PCm? — по Зегебарту и Старостиной.— *Н. З.* и *Н. П.*) породах». Отметим, что указанные конгломераты имеются в низовьях Б. Патома и их совсем нет в области, лежащей к востоку от Патомского нагорья (восточнее ст. Нохтуйской — до нашего района включительно), в которой основания палеозоя нигде не видно и на поверхность выведены слои не старше среднего кембрия. Далее, трудно согласиться с авторами в отношении проведения западной границы Чаро-Наманинской глыбы, которую они отнесли к восточной окраине Патомского нагорья, тем самым почти полностью перекрыв выделенный ими же синклинальный прогиб между Нохтуйской и Бирюком. Наконец, область приподнятого залегания фундамента (допалеозойского. — *Н. З.* и *Н. П.*), аналогичная Чаро-Наманинскому горбу, установленная Д. К. Зегебартом (1935) для верховьев р. Чоны, среднего и верхнего течения рек Пеледуя и Нюи и названная в совместной работе (Зегебарт и Старостина, 1935) Нюйско-Илимской глыбой, фактически впервые была намечена еще А. Г. Ржонсницким (1916), который писал: «область воздымания, вызвавшая пережим синклинала, располагается в верховьях Чоны, Пеледуя и Нюи и совпадает с высшими точками Лено-Вилюйского водораздела. В этой местности распространены исключительно кембрийские отложения... изогнутые в многочисленные, небольшие, но крутые складки северо-восточного простирания. На продолжении их как к северо-востоку, в среднем течении Нюи, так и юго-западу, в верховьях Нижней Тунгуски, оси складок начинают быстро погружаться и кембрийские отложения уходят вглубь, замещаясь вышележащими нижнесилурийскими отложениями.

Присутствием этой области воздымания хорошо объясняется почти исключительное распространение кембрийских известняков на Лене между станциями Ичерской и Терешкинской, в то время как выше и ниже к берегам этой реки приближается силур» (стр. 481—482).

В 1940 г. по северо-восточной окраине Патомского нагорья проводили маршрутные исследования Ф. А. Алексеев и Ф. Г. Гурари. Они весьма бегло осмотрели обнажения средне- и верхнекембрийских пород в низовьях р. Чары, захваченной нашими площадными съемками. Частично эти материалы отражены в статье Ф. Г. Гурари (1945), посвященной стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы.

## СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении района принимают участие нижнепалеозойские (кембрийские и силурийские), мезозойские и четвертичные отложения (см. фиг. 26, 28). Первые занимают почти всю территорию района, вторые появляются только в северо-западном углу его, а третьи встречаются почти повсюду, перекрывая коренные породы чехлом различной мощности. Весь этот комплекс отложений сложен осадочными толщами, подразделяющимися по литологическим и фаунистическим признакам на несколько свит. В нескольких местах района были встречены изверженные породы в виде даек траппов, секущих кембрийские отложения. В со-

ставе древнего палеозоя выделяется четыре крупных осадочных комплекса, намечающих четыре этапа с различными условиями седиментации и отвечающих в общем крупным стратиграфическим подразделениям. Таковыми будут: отложения среднего и верхнего отделов кембрия и нижнего и верхнего отделов силура.

## КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Средний кембрий ($Cm_2$). Наиболее древние отложения в районе представлены среднекембрийскими карбонатными породами и разделяются на два горизонта.

Нижний из них, так называемый горизонт черных известняков, представлен в основном темными и темносерыми, реже более светлыми известняками, доломитизированными известняками и другими карбонатными породами.

Внешне это весьма однообразные плотные породы, более или менее толстослоистые, рассеченные тонкими трещинами и слоистостью на неправильно параллелепипедную и угловато-глыбовую отдельность. По берегам Чары, Молбо вблизи Тас-Уряха и М. Тутахана и в других местах породы этого и вышележащего горизонта образуют большие скальные обрывы, в некоторых случаях с характерными «столбами»; подножье обрывов чаще всего бывает покрыто мощным каменистым шлейфом из различной величины обломков этих же пород.

Среди пород нижнего горизонта намечаются следующие разности:

1) однородные темноокрашенные, преобладающие над всеми остальными;

2) полосчатые, состоящие из чередования светлокоричневатых и более темных полос, отличающихся в составе лишь большей примесью в последних темнобурого хлопьевидного вещества;

3) микрослоистые;

4) пятнистые.

Микрослоистые известняки состоят из чередования тонких прослоечков, содержащих коллоидальный аморфный буроокрашенный материал с прослоечками, почти его не содержащими; в других случаях микрослоистость вызвана окремнением. Вообще окремнение среди пород нижнего горизонта встречается нередко, причем выражено оно либо в виде небольших кремнистых стяжений (фиг. 1), вытянутых по напластованию, либо в виде тонких (1—2 см мощностью) прерывающихся прослойков. Реже наблюдается окремнение породы полностью (некоторые разности известняков по рч. Омунах, впадающей в Молбо при устье, шлиф № 179—10). Кремни в большинстве случаев темного цвета, состоят из мелких волнистоугасающих зерен халцедона, размером 0.01—0.02 мм.

Пятнистые известняки приурочены к низам горизонта. Неравномерная окраска известняков обусловлена, главным образом, вторичной перекристаллизацией, вследствие чего на общем темном или темносероватом фоне породы выделяются светлые пятна новообразований кальцита (фиг. 2). Нами они отмечались в верхней части пройденного отрезка Молбо — около Маректы, по правому берегу Чары, ниже рч. Бордолах.

Микроскопическое изучение пород рассматриваемого горизонта показало, что среди них мы имеем исключительно чистые карбонатные химические осадки, в которых карбонат Ca и Mg представлен в основном довольно слабо раскристаллизованной массой (фиг. 3), состоящей из мелких альфититовых зерен, величиной менее 0.02 мм, и лишь в некоторых образцах с небольшой примесью более крупных образований кальцита лапчатой или хорошо раскристаллизованной двойниковой формы.

Химические анализы пород приведены в табл. 1 и 2.

В этой же работе Д. К. Зегебарт впервые устанавливает существование так называемой Чаро-Наманинской глыбы.

В 1935 г. Д. К. Зегебарт и З. М. Старостина обобщили свои наблюдения и дали сводку по геологии северо-восточной части Ленско-Енисейского поля и северной части Байкальской складчатой зоны. В описании тектоники и на помещенной схеме авторами допущены явные неточности против имеющегося фактического материала. Так, на стр. 282 они пишут: «область, располагающаяся между устьем р. Бирюк и гор. Витимом, характеризуется наличием в основании разреза (нижнего палеозоя. — *Н. З.* и *Н. П.*) мощной толщи, до 1 500 м, конгломератов, залегающих согласно, с постепенным переходом, на более древних (PCm? — по Зегебарту и Старостиной.— *Н. З.* и *Н. П.*) породах». Отметим, что указанные конгломераты имеются в низовьях Б. Патома и их совсем нет в области, лежащей к востоку от Патомского нагорья (восточнее ст. Нохтуйской — до нашего района включительно), в которой основания палеозоя нигде не видно и на поверхность выведены слои не старше среднего кембрия. Далее, трудно согласиться с авторами в отношении проведения западной границы Чаро-Наманинской глыбы, которую они отнесли к восточной окраине Патомского нагорья, тем самым почти полностью перекрыв выделенный ими же синклинальный прогиб между Нохтуйской и Бирюком. Наконец, область приподнятого залегания фундамента (допалеозойского. — *Н. З.* и *Н. П.*), аналогичная Чаро-Наманинскому горбу, установленная Д. К. Зегебартом (1935) для верховьев р. Чоны, среднего и верхнего течения рек Пеледуя и Нюи и названная в совместной работе (Зегебарт и Старостина, 1935) Нюйско-Илимской глыбой, фактически впервые была намечена еще А. Г. Ржонсницким (1916), который писал: «область воздымания, вызвавшая пережим синклинала, располагается в верховьях Чоны, Пеледуя и Нюи и совпадает с высшими точками Лено-Вилюйского водораздела. В этой местности распространены исключительно кембрийские отложения... изогнутые в многочисленные, небольшие, но крутые складки северо-восточного простирания. На продолжении их как к северо-востоку, в среднем течении Нюи, так и юго-западу, в верховьях Нижней Тунгуски, оси складок начинают быстро погружаться и кембрийские отложения уходят вглубь, замещаясь вышележащими нижнесилурийскими отложениями.

Присутствием этой области воздымания хорошо объясняется почти исключительное распространение кембрийских известняков на Лене между станциями Ичерской и Терешкинской, в то время как выше и ниже к берегам этой реки приближается силур» (стр. 481—482).

В 1940 г. по северо-восточной окраине Патомского нагорья проводили маршрутные исследования Ф. А. Алексеев и Ф. Г. Гурари. Они весьма бегло осмотрели обнажения средне- и верхнекембрийских пород в низовьях р. Чары, захваченной нашими площадными съемками. Частично эти материалы отражены в статье Ф. Г. Гурари (1945), посвященной стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы.

## СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении района принимают участие нижнепалеозойские (кембрийские и силурийские), мезозойские и четвертичные отложения (см. фиг. 26, 28). Первые занимают почти всю территорию района, вторые появляются только в северо-западном углу его, а третьи встречаются почти повсюду, перекрывая коренные породы чехлом различной мощности. Весь этот комплекс отложений сложен осадочными толщами, подразделяющимися по литологическим и фаунистическим признакам на несколько свит. В нескольких местах района были встречены изверженные породы в виде даек траппов, секущих кембрийские отложения. В со-

ставе древнего палеозоя выделяется четыре крупных осадочных комплекса, намечающих четыре этапа с различными условиями седиментации и отвечающих в общем крупным стратиграфическим подразделениям. Таковыми будут: отложения среднего и верхнего отделов кембрия и нижнего и верхнего отделов силура.

## КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Средний кембрий ($Cm_2$). Наиболее древние отложения в районе представлены среднекембрийскими карбонатными породами и разделяются на два горизонта.

Нижний из них, так называемый горизонт черных известняков, представлен в основном темными и темносерыми, реже более светлыми известняками, доломитизированными известняками и другими карбонатными породами.

Внешне это весьма однообразные плотные породы, более или менее толстослоистые, рассеченные тонкими трещинами и слоистостью на неправильно параллелепипедную и угловато-глыбовую отдельность. По берегам Чары, Молбо вблизи Тас-Уряха и М. Тутахана и в других местах породы этого и вышележащего горизонта образуют большие скальные обрывы, в некоторых случаях с характерными «столбами»; подножье обрывов чаще всего бывает покрыто мощным каменистым шлейфом из различной величины обломков этих же пород.

Среди пород нижнего горизонта намечаются следующие разности:

1) однородные темноокрашенные, преобладающие над всеми остальными;

2) полосчатые, состоящие из чередования светлокоричневатых и более темных полос, отличающихся в составе лишь большей примесью в последних темнобурого хлопьевидного вещества;

3) микрослоистые;

4) пятнистые.

Микрослоистые известняки состоят из чередования тонких прослоечков, содержащих коллоидальный аморфный буроокрашенный материал с прослоечками, почти его не содержащими; в других случаях микрослоистость вызвана окремнением. Вообще окремнение среди пород нижнего горизонта встречается нередко, причем выражено оно либо в виде небольших кремнистых стяжений (фиг. 1), вытянутых по напластованию, либо в виде тонких (1—2 см мощностью) прерывающихся прослойков. Реже наблюдается окремнение породы полностью (некоторые разности известняков по рч. Омунах, впадающей в Молбо при устье, шлиф № 179—10). Кремни в большинстве случаев темного цвета, состоят из мелких волнистоугасающих зерен халцедона, размером 0.01—0.02 мм.

Пятнистые известняки приурочены к низам горизонта. Неравномерная окраска известняков обусловлена, главным образом, вторичной перекристаллизацией, вследствие чего на общем темном или темносероватом фоне породы выделяются светлые пятна новообразований кальцита (фиг. 2). Нами они отмечались в верхней части пройденного отрезка Молбо — около Маректы, по правому берегу Чары, ниже рч. Бордолах.

Микроскопическое изучение пород рассматриваемого горизонта показало, что среди них мы имеем исключительно чистые карбонатные химические осадки, в которых карбонат Ca и Mg представлен в основном довольно слабо раскристаллизованной массой (фиг. 3), состоящей из мелких альфититовых зерен, величиной менее 0.02 мм, и лишь в некоторых образцах с небольшой примесью более крупных образований кальцита лапчатой или хорошо раскристаллизованной двойниковой формы.

Химические анализы пород приведены в табл. 1 и 2.

Таблица 1

**Химический состав пород среднего кембрия[1]**

| № образца | Место взятия образца | Характеристика образца | Горизонт среднекембрийских пород | Содержание (в %) | | | | $CO_2$, вычисл. по CaO и MgO | Сумма | Анализ произведен |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | нерастворимый остаток | $R_2O_3$ | CaO | MgO | | | |
| 4 | Обнаж. № 6, слой 1, Усть-Молбо | Известняк | Нижний | 0.25 | 0.25 | 37.23 | 15.75 | 46.52 | 100.00 | П. Н. Нисенбаум |
| 8 | Обнаж. № 8, слой 1, Усть-Молбо, Омунах | Темносерый известняк | „ | 1.72 | 0.12 | 54.01 | 0.82 | 42.29 | 98.96 | То же |
| 135 | Обнаж. № 78, р. Молбо (около Б. Кулыдьмы) | Темносерый известняк | „ | 0.03 | 0.01 | 45.71 | 8.75 | 45.20 | 99.70 | „ |

Таблица 2

**Результаты пересчета CaO и MgO на доломит (образцы те же, что и в табл. 1)**

| № образца | $CaCO_3$ | $MgCO_3$ | $CaMg(CO_3)_2$ | Избыток $CaCO_3$ |
|---|---|---|---|---|
| 4 | 66.26 | 33.52 | 73.07 | 26.71 |
| 8 | 96.13 | 0.99 | 2.17 | 94.95 |
| 135 | 81.36 | 18.30 | 39.89 | 59.77 |

В качестве примеси в описанных породах присутствуют очень тонкая темнобуроватая коллоидальная масса, окрашивающая породу в темный цвет, а в шлифе придающая ей загрязненный вид, и буроокисные соединения железа. Эта масса состоит частью также из окисных солей железа, частью же, как показывает наличие нерастворимого остатка, из тончайшего глинистого материала и, наконец, вероятно, также из органического вещества (см. фиг. 4, 6). Коллоидальная масса рассеяна в породе неравномерно, образуя местами сгустки и хлопья, обволакивая агрегаты зерен и проникая по трещинам.

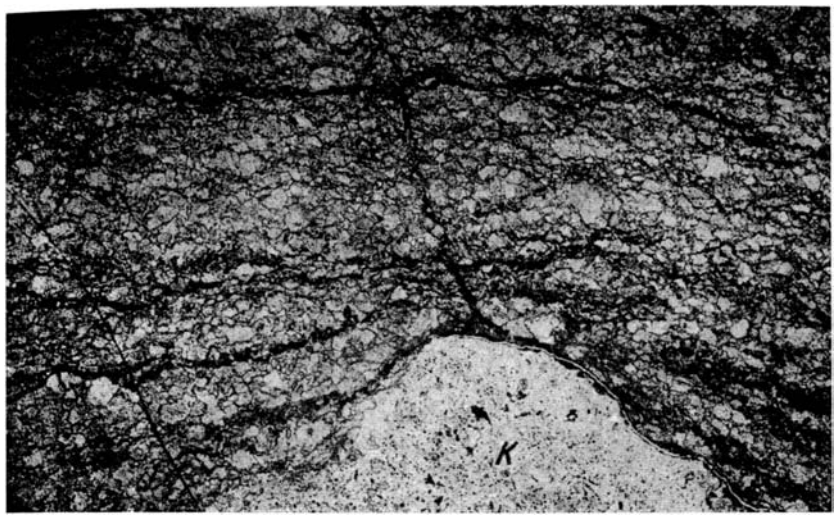
В общем же и макро- и микроскопически горизонт черных известняков довольно однообразен и трудно подразделим. Общая видимая его мощность 100—140 м. Лучше всего он обнажен в устье р. Молбо, на Тас-Уряхе, Маректе и в других местах.

Верхний горизонт среднего кембрия связан постепенными переходами с нижележащим, поэтому границу между ними мы проводим условно по подошве коллениевых известняков. Этот горизонт сложен однородной серией доломитизированных известняков и других карбонатных пород с подчиненным количеством прослоев чистых разностей известняков.

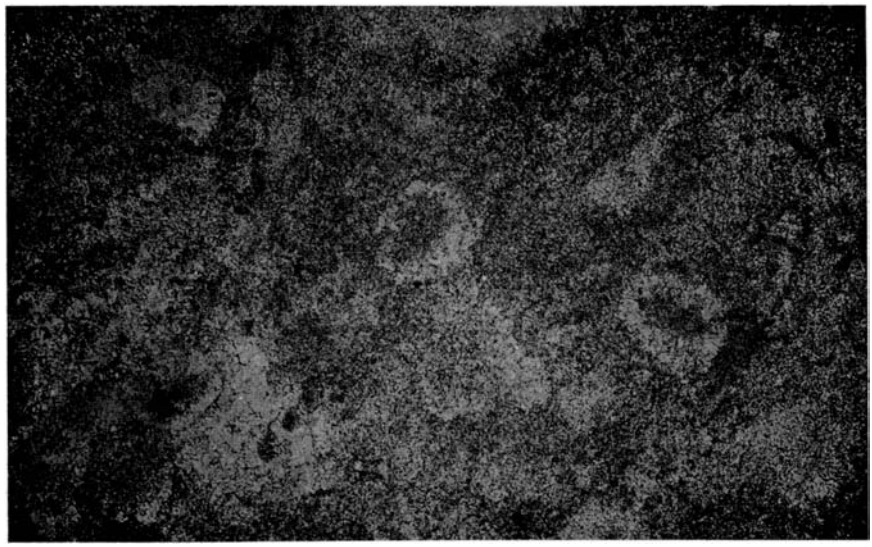
Породы этого горизонта выходят в горе Эветас на р. Лене, на реках Чаре и Молбо в ядрах антиклинальных структур Усть-Молбо, М. Тутахан, Тас-Урях и др.

Общая мощность горизонта 100—125 м.

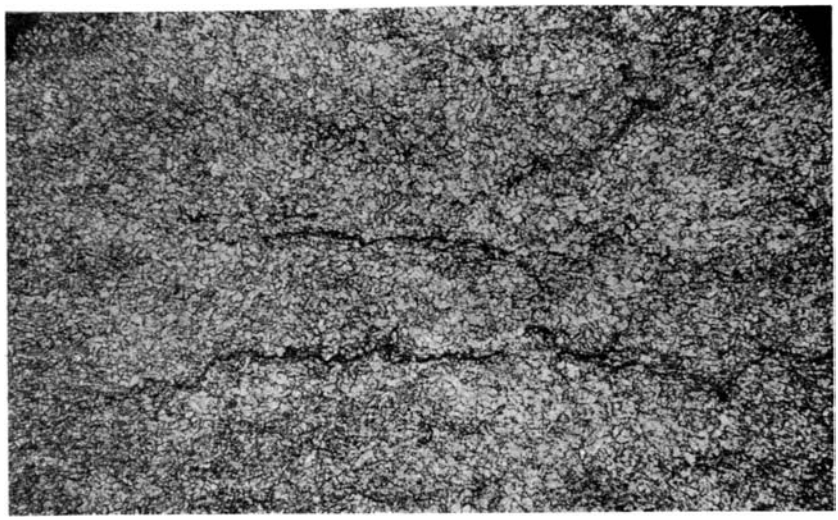
[1] Все химические анализы, приведенные в работе, произведены в Центральной химической лаборатории ИГН АН СССР.



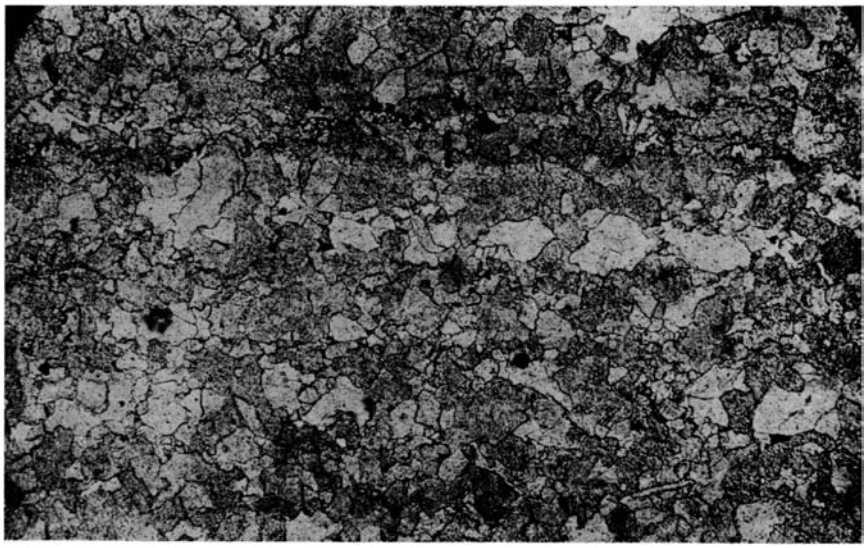

Фиг. 1. Битуминозный известняк с кремневыми включениями (*к*). $Cm_2$ (нижний горизонт). Шлиф № 5. Увел. 20. Николи | |.



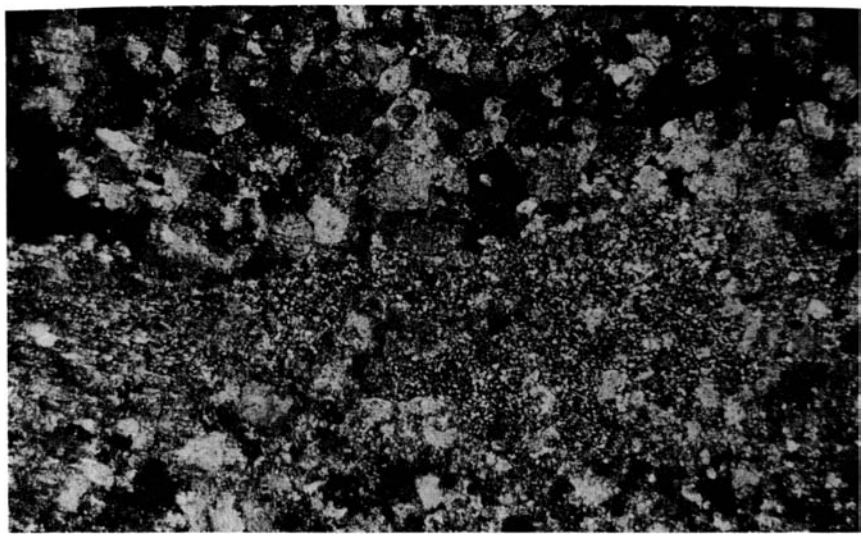
Фиг. 2. Пятнистый известняк. $Cm_2$ (нижний горизонт). Выделяются округлые стяжения вторичного кальцита. Шлиф № 38. Увел. 20. Николи | |.



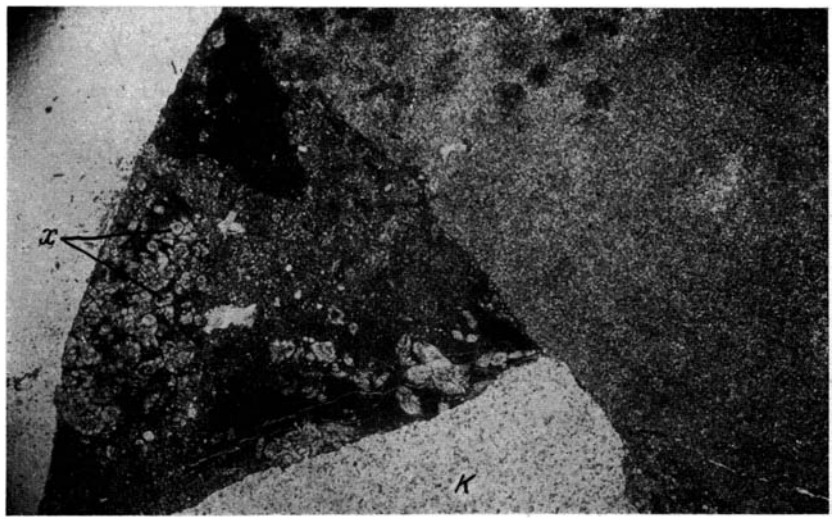
Фиг. 3 Микрозернистый известняк с волнистыми прожилками битумов (?). $Cm_2$ (нижний горизонт). Шлиф № 61. Увел. 45 Николи ||.



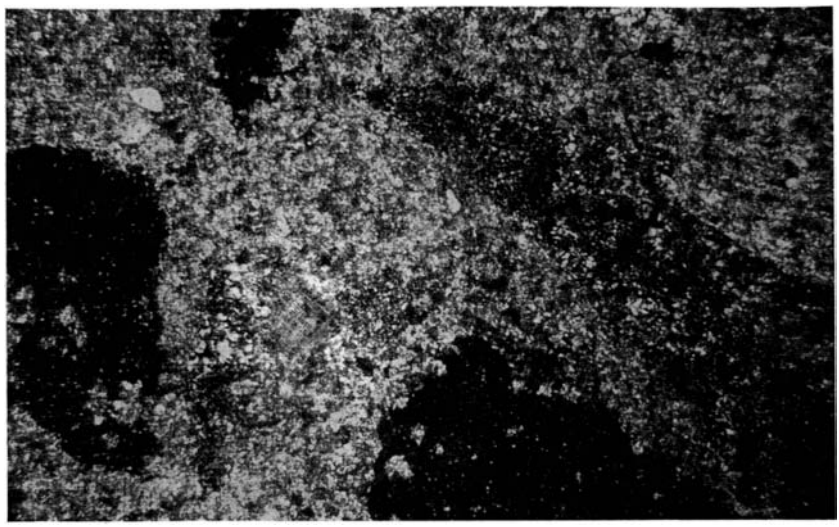
Фиг. 4. Перекристаллизованный известняк, доломитизированный. Новообразования кальцита намечают слоистость. Шлиф № 82. Увел. 45. Николи ||.



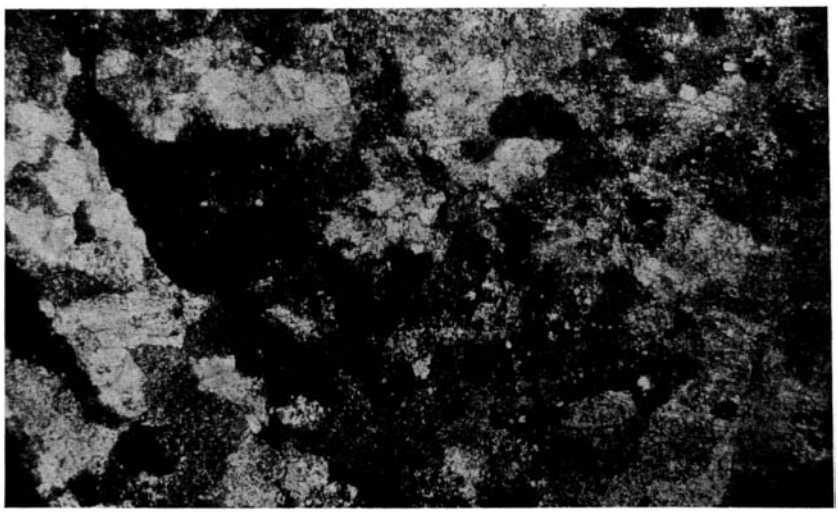
Фиг. 5. Окремнелый известняк. $Cm_2$ (верхний горизонт). Шлиф № 66. Увел. 45. Николи +.




Фиг. 6. Брекчированный известняк с обломками кремня (*к*) и новообразованиями халцедона (*x*). $Cm_2$ (верхний горизонт). Шлиф № 14. Увел. 20. Николи +.



Фиг. 7. Известняк с обломками кремня. $Cm_2$ (верхний горизонт). Шлиф № 51. Увел. 45. Николи +.



Фиг. 8. Красный известняк. $Cm_2$ (верхний горизонт). Шлиф № 59. Увел. 45. Николи +.

Отличительными признаками пород данного горизонта является преобладающая светлая окраска — желтовато-серая, серая, светлосерая и слабый сероводородный запах.

Карбонатные породы представляют толстоплитчатые, слоистые, твердые, трудно поддающиеся раскалыванию разности, имеют режущий, реже раковистый излом. Среди них можно выделить следующие типы известняков: водорослевые, окремнелые, брекчированные, кавернозные.

Водорослевые известняки залегают в основании толщи. Внешне это темносерые тонкослоистые породы с характерной волнистой поверхностью, плотные. Водоросли относятся к роду *Collenia*, сильно перекристаллизованы и до вида неопределимы. Мощность водорослевого горизонта 5—6 м, по простиранию хорошо выдержан.

В шлифе известняки крупнозернистые, с кристаллобластической структурой, перекристаллизованные, участками ожелезнены (фиг. 4).

Окремнелые известняки встречаются в низах толщи и в ее верхних частях. Макроскопически они ничем не отличаются от других известняков, но только они массивнее и тверже. Под микроскопом заметно, как кальцит замещается мелкими агрегатами халцедона, причем окремнение охватывает не всю породу равномерно, а сосредоточивается в отдельных участках; только некоторые известняки бывают почти полностью окремнены (фиг. 5).

Брекчированные разности (фиг. 6 и 7) известняков по внешнему виду весьма разнообразны: у одних основная масса имеет светлосерый цвет, ясно-кристаллическая и преобладает над разбросанными в ней без всякой ориентировки карбонатными обломками величиной 0.3—0.5 см; у других обломки значительно крупнее — 0.5—2 см и больше, светложелтого цвета, тогда как основная масса, образующая небольшие каемки вокруг обломков, имеет темносерую окраску; наконец, у третьих — цвет обломков и основной массы одинаковый, чаще светложелтый, обломочная структура макроскопически неясно выражена; этот тип известняков представляет микробрекчированные породы. Форма обломков треугольная, квадратная, неправильная и всегда остроугольная. В одной и той же породе состав обломков и включающей их массы тождественен, но отличается размерами зерен обломков и цемента. Так, в некоторых шлифах обломки имеют зерна 0.04—0.05 мм, а цемент не превышает 0.02 мм. Иногда в обломках хорошо видна слоистость породы. Довольно часто в цементе встречаются тонкие хлопьевидные пелитовые образования. Помимо этого, в самых верхних частях толщи наблюдались и кремневые обломки, сложенные мелкими зернами халцедона.

Состав и характер брекчий указывают на то, что по происхождению они во всех случаях являются брекчиями седиментации.

Кавернозные известняки и другие карбонатные породы залегают в верхней части описываемого горизонта. Для них характерны многочисленные каверны, чаще округлой формы, нередко выполненные вторичным кальцитом. Величина пустот 0.2—8 мм в диаметре.

В известняках основная масса представлена лапчатыми зернами кальцита. Все породы перекристаллизованы, по трещинам выполнены крупнозернистым вторичным кальцитом.

Кроме описанных пород, в верхней трети карбонатного горизонта, в Усть-Молбо, Бес-Кель, Кенены, Каяргас наблюдались прослои красных известняков (фиг. 8) мощностью 2—5 м, состоящих из сильно ожелезненного крупнозернистого кальцита лапчатой формы с незначительной примесью зерен кварца (1—2% от всего шлифа). Соли железа, освобождающиеся при их выветривании, окрашивают подстилающие породы с поверхности в красноватый цвет.

Породы этой толщи лучше всего обнажены по левому берегу Чары, близ Бес-Келя и по правому берегу р. Молбо, в 2 км выше устья. В последнем разрезе, начиная снизу, выходят:

1) темносерые водорослевые известняки мощностью 5 м;

2) тонкоплитчатые доломитизированные известняки светложелтого цвета мощностью 15 м;

3) брекчиевидные известняки светложелтого цвета мощностью 20 м;

4) тонкослоистые серые известняки мощностью 20 м.

Все они согласно падают на ЮЗ 205°, под углом 25—45°.

Изложенное выше показывает, что породы обоих горизонтов среднего кембрия обладают многими общими признаками. Для них характерно: 1) однообразие[1] состава и строения, что создает трудности для сопоставления отдельных разрезов друг с другом; 2) сильная перекристаллизация; почти полное отсутствие чуждого кластического материала.

Фауны в них найдено не было, и поэтому вопрос о возрасте приходится решать на основании косвенных данных.

На обширных площадях юга Сибирской платформы вдоль течения р. Лены до недавнего времени к среднему кембрию относилась мощная пачка карбонатных пород или так называемых «ленских известняков». Исследованиями последних лет в них была собрана фауна трилобитов и брахиопод, которая позволила большую часть этой толщи отнести к нижнему кембрию. Характерно, что в этой нижнекембрийской толще, как показала фауна, оказались присутствующими самые верхние горизонты нижнего кембрия, сопоставляемые с зоной *Protolenus* Северной Америки.

Однако почти всюду в указанных районах над слоями с фауной верхней части нижнего кембрия и ниже красноцветных пород «верхоленского яруса», относящихся к верхнему кембрию, выделяется пачка «немых» известняковых или доломитизированных пород той или иной мощности. Литологически и по стратиграфическому положению это породы весьма сходные, а иногда даже и тождественные. Их состав и условия залегания для разобранного района приведены выше. Мощность приблизительно 200—225 м.

К востоку, в Олекмо-Токкинском районе, по данным А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой (1942), над карбонатами чарской свиты, содержащей фауну[2] *Namanoia tumifrons* Lerm., *Namanoia* sp. № 1, отвечающую по возрасту верхам нижнего кембрия, выделяется так называемая «переходная свита» общей мощностью 60—75 м. Она представлена внизу серыми и желтыми брекчиевыми известняками, а вверху — серыми и черными вонючими известняками. Выше, по данным указанных авторов, они постепенно переходят в толщу верхоленских пород. Эта переходная свита А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой отнесена к $Cm_{1-2}$.

В устье р. Олекмы мощность отложений «переходных» от нижнего к среднему кембрию увеличивается до 150 м. На р. Лене (устье р. Наманы — р. Солянка), по данным М. Н. Литвинова, мощность тех же отложений составляет около 200 м. Есть основание думать, что на запад ближе к Патомскому нагорью, как это вытекает из данных Ю. П. Ивенсена, П. М. Клевенского и С. А. Салуна, мощность их еще более увеличивается.

Западнее Патомского нагорья над свитой темных пятнистых известняков с фауной *Kutorgina*, сопоставляемой Н. А. Грибовой и С. П. Ситниковым (1947) с олекминской и чарской свитами из разреза Олекмо-Токкинского района (Арсеньев и Нечаева, 1942), выделяется так называемая «верхняя свита» карбонатных пород с кремнями, мощностью

---

[1] Химический анализ пород приведен в табл. 1 и 2.

[2] Приведенная в работе А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой фауна трилобитов была обработана и определена Н. В. Покровской при консультации Е. В. Лермонтовой. Н. В. Покровской же определена фауна из коллекции, собранной М. Н. Литвиновым в 1940 году. А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева, так же как и Ф. Г. Гурари (1945, 1947), ссылавшиеся в своих работах на эти определения, ошибочно указывали, что они были произведены Е. В. Лермонтовой.

90—130 м. Она несогласно перекрывается вышележащими отложениями верхоленской свиты.

Таким образом, и здесь, над самыми верхними слоями с фауной нижнего кембрия и под отложениями верхоленской толщи, т. е. ниже пород верхнего кембрия, помещается пачка пород незначительной мощности, по своему положению в разрезе соответствующая, очевидно, какой-то части среднего кембрия.

Приведенные данные убеждают нас в том, что на рассмотренной территории горизонт известняков, не охарактеризованных фауной и залегающих под верхоленскими красноцветами, также следует относить к среднекембрийским. Разрез среднекембрийских отложений здесь, как и в других местах, повидимому, не полон, главным образом ввиду последующего размыва и, может быть, частичного перемыва осадков во время их седиментации.

Некоторыми авторами допускается мало вероятное предположение о полном выпадении из разреза среднего кембрия нижних его горизонтов.

Описанные карбонатные породы, повидимому, могут быть сопоставлены с фаунистически охарактеризованными нижними слоями среднего кембрия, установленными на р. Лене к востоку от ст. Синьской и в разрезах на р. Амге (еланская толща О. В. Флеровой), или со слоями с *Redlichia* Австралии, Кореи и Индии, отвечающими переходным слоям от нижнего кембрия к низам среднего кембрия.

Верхний кембрий ($Cm_3$; верхоленская свита). Верхнекембрийские отложения, представленные нижней пестроцветной свитой, широко распространены на юге и юго-востоке района в бассейне Чары и Молбо. Отсюда они переходят по восточной окраине заснятой площади на Лену, вдоль которой, а также в низовьях Бирюка и Б. Черендея, протягиваются в виде узкой полосы, начиная от ст. Дабанской на западе и вниз по реке, уходя к востоку за пределы района. Налегание верхнекембрийских пород на подстилающие среднекембрийские не всюду одинаково. В одних случаях оно происходит с видимым согласием, но с резко выраженной границей между ними, подчеркнутой резким переходом от пород одного литологического комплекса к другому — от серых и темных известняков $Cm_2$ к красным глинам $Cm_3$ (правый берег Чары против Чарыннаха), или от известняков к гипсам без взаимопереходов (Чекурдах, Атыржах на Чаре). В последнем пункте (Атыржах) в основании гипсов залегают брекчированные доломитизированные известняки (возможно, представляющие брекчию перемывания); в других пунктах — верхоленская свита залегает со слабым эрозионным размывом, с образованием в основании брекчий-конгломератов (фиг. 9) и срезанием небольшой мощности прослоев подстилающих пород (р. Чара — урочище Бес-Кель). Эти обстоятельства указывают на наличие перерыва между пестроцветной толщей и породами среднего кембрия.

Для пестроцветной свиты по всему району выдерживается трехчленное деление.[1] Нижняя часть, мощностью 75—90 м, представлена преимущественно буро-красными, в меньшей степени зелеными глинами и аргиллитами с линзообразно залегающими в них гипсами, прослоями мергелей и известняков.

Гипсы в некоторых местах (фиг. 10) образуют прослои, мощностью от нескольких сантиметров до 1.5—2 м, отделенных друг от друга тонкими пластами голубовато-зеленоватых мергелей и красных глин (Иирт-Урях — правый приток Молбо); в других местах встречаются более мощные пласты гипсов; в урочище Олбут они достигают 5 м (левый берег Чары, ниже районного центра Токко) и 15—20 м около правого притока Чары, рч. Атыржах. По всей вероятности, в пределах района

[1] На геологической карте оно двучленное, так как средняя и верхняя части объединены.

имеются два гипсоносных горизонта, из которых один распулагается в основании глинистой толщи, а другой на 30—50 м выше ее подошвы, но по простиранию оба плохо выдерживаются. Гипсы представлены волокнистой, мучнисто-зернистой и плотно-пластинчатой разностями. Цвет их белый с розоватым и другими оттенками от присутствия глинистых и известковистых примесей.

Петрографическая характеристика остальных пород нижней части пестроцветной толщи следующая.

В глинах (фиг. 11) основная масса слабо реагирует на поляризованный свет, сильно ожелезнена и имеет буровато-красный цвет. При больших увеличениях видно, что в ней разбросаны мелкие угловатые зерна кварца, чешуйки мусковита и зернышки кальцита. Выветриваясь, глины дают мелкую щебенку.

Известняки — плотные, серые или темносерые, иногда зеленоватые, массивные. Некоторые из них полосчатые и слоистые. Полосчатость образована чередованием кальцитовых полосок с халцедоновыми.

В целом, изучение известняков в шлифах показывает, что состав их представляется довольно однообразным; среди мелких (0.02 мм) зерен кальцита лапчатой формы встречаются угловатые зерна кварца, иногда агрегаты халцедона и чешуйки слюды. Все они более или менее ожелезнены.

В верхних частях этого горизонта имеются также водорослевые известняки (фиг. 12).

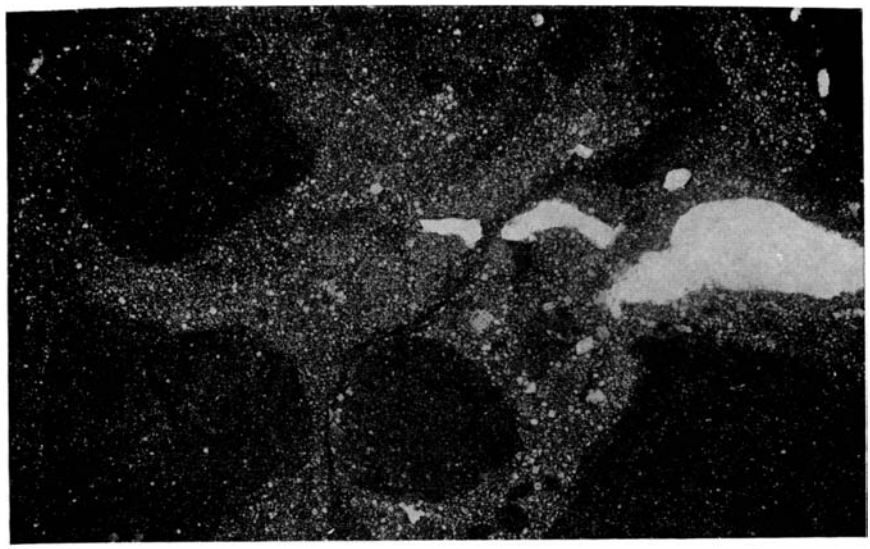
Другие карбонатные породы (фиг. 13) макроскопически представляют серые или почти белые плотные породы, иногда с кавернами, выполненными вторичным кальцитом и гипсом. Величина пустот от нескольких миллиметров до 2 см.

Прекрасные разрезы основания красноцветной свиты имеются в низовьях Чары (район Чекурдаха), выше по реке — около Бес-Келя и в низовьях р. Молбо.

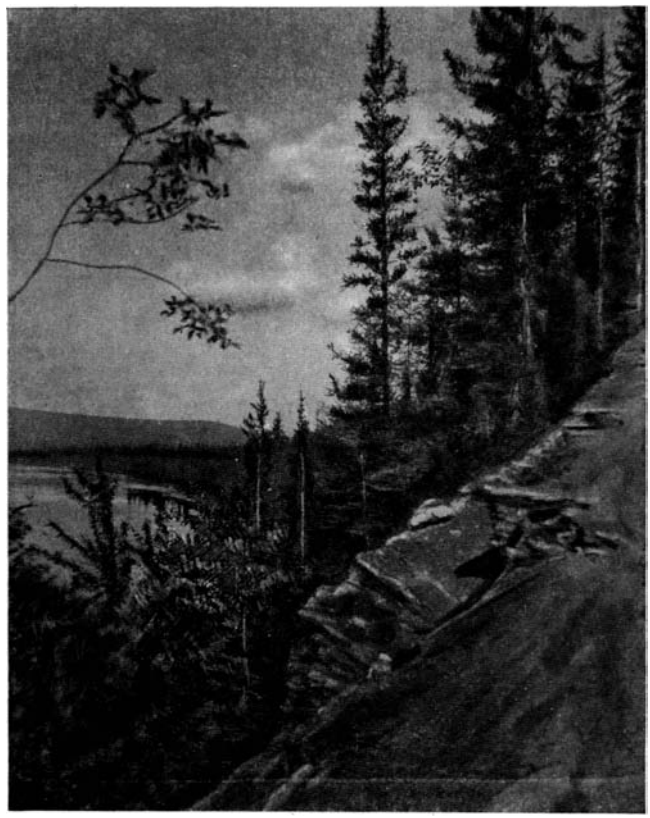
Средняя часть верхоленской свиты — собственно пестроцветная, состоит из многократного чередования буро- и вишнево-красных глин, аргиллитов, зеленоватых и красноватых мергелей и песчаников, прослоев серых, зеленоватых и пестроцветных известняков, включающих глинисто-мергелистые караваеобразные конкреции. Все породы несут следы разнообразных, но чаще параллельных волноприбойных знаков, многие покрыты трещинами усыхания, имеют различные бугристые образования в форме натеков; нередко наблюдаются кубические песчаные псевдоморфозы, происходящие не только от замещения кубиков соли, но и кристалликов пирита, так как вокруг последних иногда видны оторочки и пятна бурых гидроокислов железа; в песчаниках нередко видна косая и вихреватая слоистость, на известняках и песчаниках наблюдаются зеленоватые налеты.

Во многих обнажениях к контакту более или менее мощных глинистых и песчаниковых прослоев приурочены выходы вод, почти всегда пресных или очень слабо минерализованных (многие обнажения по р. Молбо выше Б. Кулыдьмы, левый берег Лены между станциями Дабанской и Черендейской). Общая мощность средней части верхоленской толщи 130—150 м.

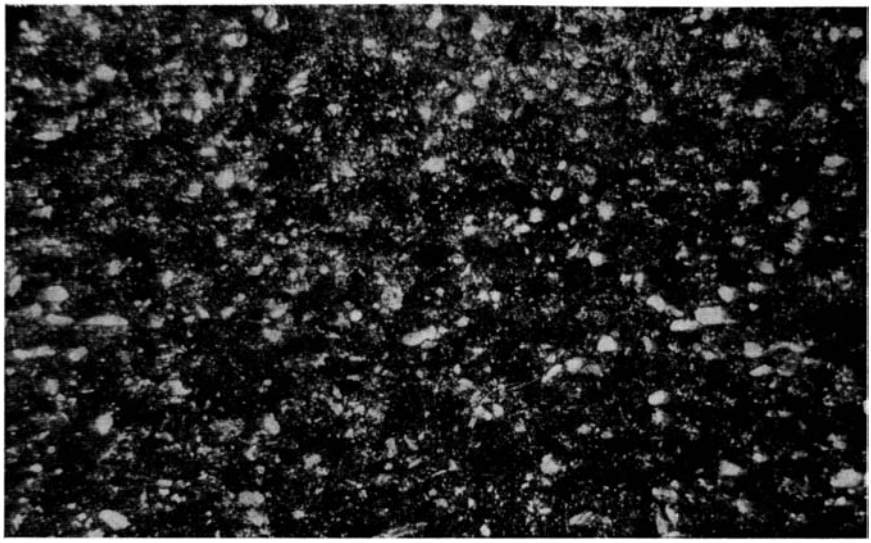
Петрографический состав слагающих ее пород следующий. Глины ничем не отличаются от описанных для нижней части. Они также песчанисты и сланцеваты. Известняки слоистые, тонкоплитчатые, при ударе звенят, мелкокристаллические, с раковистым изломом, песчанистые. Под микроскопом видно, что они состоят из зерен кальцита размером 0.02—0.05 мм, сильно загрязненного солями железа, с примесью кластического материала. Среди последнего преобладает угловатый кварц, меньше слюды и в значительном количестве содержатся полевые шпаты и другие минералы. Содержание полевых шпатов увеличивается в верхней



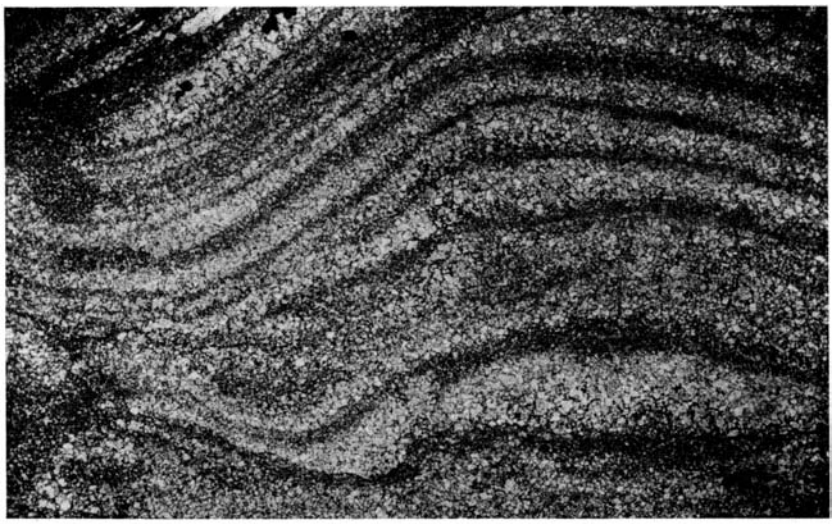
Фиг. 9. Известняково-глинистая брекчия-конгломерат основания $Cm_3$. Река Чара, урочище Вес-Кель. Шлиф № 31. Увел. 20. Николи ||.



Фиг. 10. Гипсы и глины верхоленской свиты на правом берегу р. Молбо у Иирт-Уряха. Фото авторов.

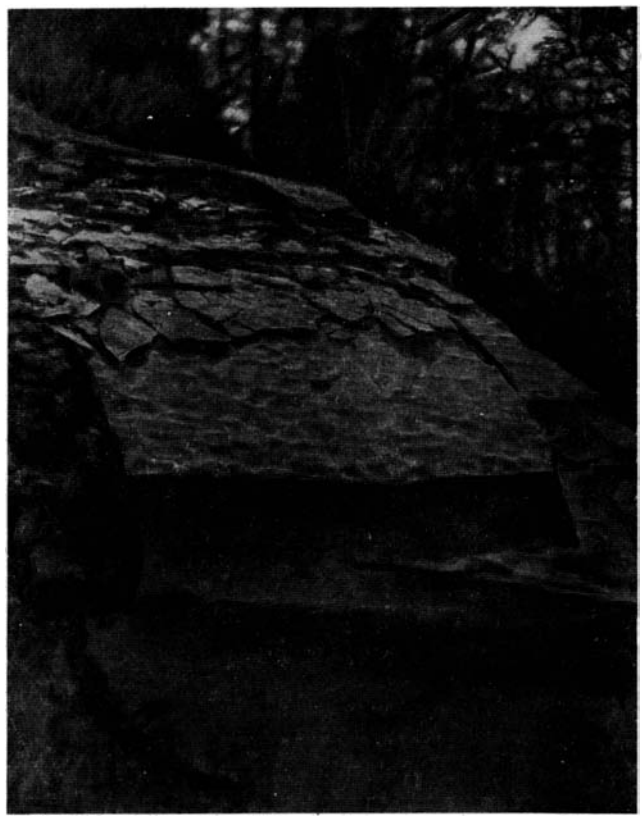


Фиг. 11. Плотная красная глина. $Cm_3$ (нижний горизонт). Шлиф № 71. Увел. 45 Николи +.

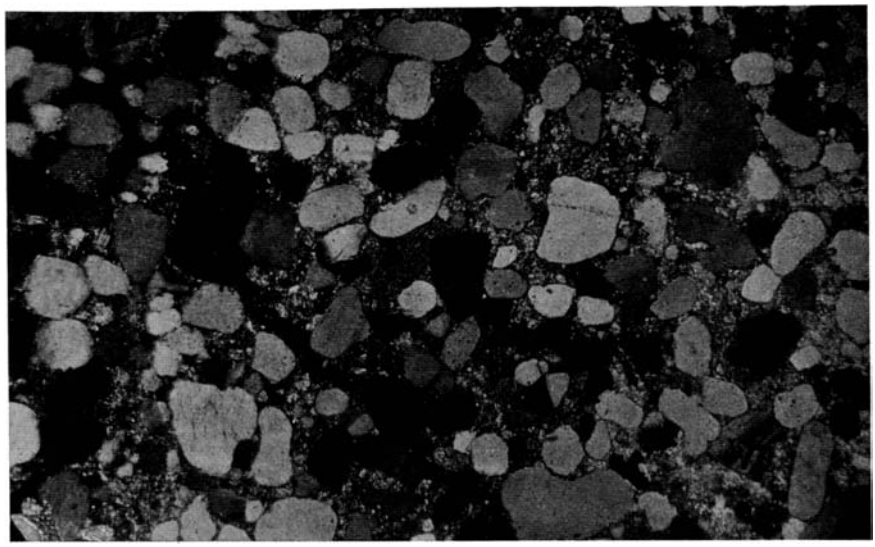


Фиг. 12. Внутренняя структура коллениевых известняков. $Cm_3$ (верхний горизонт). Шлиф № 15. Увел. 20. Николи ||.

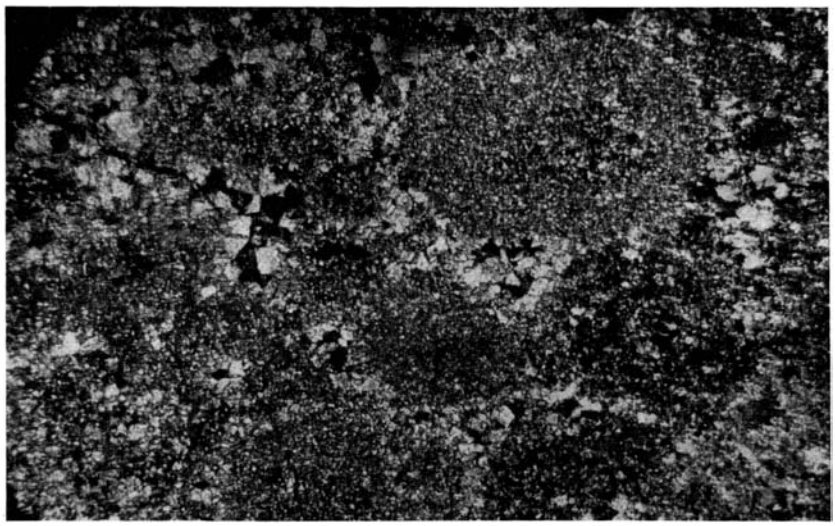
Фиг. 13. Доломитизированный известняк с гипсом. $Cm_3$ (нижний горизонт). Г — линзы гипса. Шлиф № $76_a$. Увел. 45. Николи +.



Фиг. 14. Следы ряби на известняках верхней части верхоленской свиты ($Cm_3$) у Иирт-Уряха. Водораздел между Чарой и Молбо. Фото авторов.



Фиг. 15. Кварцевый песчаник с известковистым цементом (верхний горизонт). *П* — зерна полевых шпатов. № 69. Увел. 45. Николи +.



Фиг. 16. Известняк с перекристаллизованными оолитами. $Cm_3$ (верхний горизонт). Шлиф № 20. Увел. 45. Николи +.

части толщи. В известняках встречаются маломощные (2—3 см) прослои и конкреции розового гипса (обнажение близ устья р. Бирюк). Песчаники однородны, слагаются из округлых или с притупленными краями зерен кварца, размером преимущественно 0.05—0.25 мм; на втором месте стоит кальцит, представленный также округлыми зернами. Примеси другого кластического материала чрезвычайно незначительны. Цемент песчаников карбонатный или известковисто-железистый. По характеру выполнения встречается цемент соприкосновения, пор и базальный.

Верхняя часть пестроцветной толщи сложена, главным образом, серыми и серовато-желтыми песчаниками и известняками (фиг. 14), содержащими редкие прослои буро-красных глин. Известняки и песчаники довольно широко распространены, занимают водораздельные пространства на юге района (между Молбо и Чарой, Чарой и Токко), хотя обнажены сравнительно слабо. Обычно выходы их представляют сползшие глыбы, реже образуют скальные обрывы в верхней части склонов речных долин (по Чаре у Кундядя, Кудолаха, по Молбо, в 8—10 км выше устья, и т. д.).

Известняки микроскопически отличаются друг от друга размерами зерен и структурой, тогда как состав остается более или менее постоянным. Все они в той или иной степени песчанистые, причем количество обломочного материала иногда доходит до 50%. Песчинки в кальцитовой массе распределяются неравномерно. Среди них доминируют угловатые и корродированные зерна кварца размерами 0.02—0.15 мм. Кроме кварца, встречаются глауконит, чешуйки мусковита и др., что их сближает уже с породами из низов устькутской свиты.

Кальцитовая масса, к которой примешаны песчинки, обычно бывает мелко- или разнозернистая, реже — среднезернистая. Зерна кальцита — 0.02—0.04 мм, неправильной или лапчатой формы. Некоторые известняки имеют микрослоистую структуру, обусловленную либо соответствующим расположением гидроокислов железа, либо наличием прослоев песчаного материала.

Песчаники главным образом полимиктовые; основной их частью является кварц. Зерна кварца разнообразной величины — от 0.01 до 0.05 мм. Они округлые или неправильной формы, но с притупленными краями (фиг.15). Содержание их в шлифе доходит до 70%. Вместе с кварцем присутствуют чешуйки слюд, единичные зерна эпидота, полевых шпатов. Цемент песчаников известковистый, базальный; реже — цемент соприкосновения. Обычно порода довольно сильно ожелезнена.

Ближе к границе с устькутскими породами в верхних частях верхоленской свиты среди известняков нами отмечались разности с оолитами (фиг. 16). Они были встречены в разрезах по Улигеру, Кудолаху, Молбо ниже Тас-Уряха, по Бирюку километрах в четырех от устья и по Лене между Б. Черендеем и Бирюком. Известняки сложены перекристаллизованным кальцитом с округлыми или яйцевидными концентрического строения перекристаллизованными оолитами, размером 0.2—0.6 мм. Нередко известняк переходит в сплошь оолитовый. Повидимому, это довольно хорошо выдерживающийся горизонт.

Общая мощность верхней части нижней пестроцветной свиты около 70 м. Общая мощность всей нижней пестроцветной свиты около 310 м. В пределах района свита как по мощности, так и по составу не претерпевает каких-либо заметных изменений. Она построена в основном из обломочного материала, всегда в том или ином количестве присутствующего даже и среди химических осадков (табл. 3), что является ее отличительной особенностью.

Нижняя красноцветная свита, приравниваемая нами к отложениям «верхоленского яруса» других районов, соответствует целиком горизонту $Cm_3^a$ в понимании Д. К. Зегебарта и З. М. Старостиной.

| № образца | Место взятия образца | Характеристика образца | Горизонт | Содержание (в %) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | нерастворимый остаток | $R_2O_3$ | CaO |
| 73 | Обнаж. № 220, слой 3, р. Чара, ниже Чекурдаха 6 км | Доломитизированный известняк | Нижний | 4.48 | 0.26 | 29.55 |
| 75 | Обнаж. № 210, слой 6, р. Чара, ниже Чекурдаха 6 км | Доломитизированный светлосерый известняк | „ | 8.21 | 0.70 | 28.16 |
| 37 | Обнаж. № 22, слой 13, р. Чара, ниже ур. Бес-Кель | Доломитизированный известняк | „ | — | 1.71 | 20.83 |
| 224 | Обнаж. № 42а, верхняя часть р. Молбо | Доломитизированный песчанистый известняк | Верхний | 22.70 | 1.79 | 23.27 |

В согласии с большинством исследователей возраст верхоленской свиты мы считаем верхнекембрийским. Однако в литературе имеются указания на возможность принадлежности части этих пород к среднему кембрию (Гурари, 1945, 1947) главным образом на том основании, что породы верхоленской свиты «повсеместно согласно залегают на толще известняков» среднего кембрия (куторгиновая свита нашей схемы; Гурари, 1945, стр. 57). Такой же точки зрения на соотношение среднего и верхнего кембрия придерживаются А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева (1942, 1947) для районов северного склона Алданского массива и Литвинцевской антиклинали. В действительности же чаще наблюдается иная картина, а именно: породы верхоленской свиты, как правило, отделены от подстилающих довольно резкой границей и связаны постепенными переходами с породами устькутской толщи. Этот переход в вышележащие отложения настолько постепенен как в исследованном районе, так и далеко за его пределами, что во многих местах граница между верхоленской и устькутской толщами не отбивается четко, и низы устькутских отложений многие исследователи относят к верхней части верхнего кембрия и наоборот (Катушенок, 1940; Маслов, 1934; В. А. Обручев, 1935; Ржонсницкий, 1916, 1918).

Нами, а также С. А. Салуном, как показано ниже, в низах устькутской толщи в 1940 г. была собрана фауна *Finkelnburgia wemplet* Cleland, *F. plicata* Ulrich and Cooper, *F. bellatula* Ulrich and Cooper, указывающая на нижнетремадокский возраст содержащих ее слоев, т. е. на самые низы нижнего отдела силура. Следовательно, подстилающие их слои, неразрывно с ними связанные, должны относиться уже в верхних частях к верхнему кембрию. Нетрудно показать, что и вся остальная толща верхоленских красноцветов еще принадлежит к верхнему кембрию. Это прежде всего вытекает из того, что данная толща в литологическом отношении представляет единый комплекс слоев, отличных от нижележащих карбонатных среднекембрийских отложений, от которых она отделена более или менее резкими следами перерыва, которые в различных районах проявляются по-разному. Для исследованной территории о них было сказано выше, а для сопредельных и более удаленных районов отмечается следующее.

Таблица 3

известняков верхоленской свиты

| Содержание (в %) | | $CO_2$, вычисл. по CaO и MgO | Сумма | Анализ произведен | Результаты пересчетов CaO и MgO на доломит | | | Избыток $CaCO_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| MgO | $SO_3$ | | | | $CaCO_3$ | $MgCO_3$ | $CaMg(CO_3)_2$ | |
| 18.72 | — | 43.44 | 96.45 | П. С. Лазаревич | 52.59 | 39.12 | 85.28 | 6.43 |
| 17.82 | 4.73 | 41.48 | 101.10 | П. Н. Нисенбаум | 50.12 | 37.34 | 81.40 | 6.06 |
| 15.43 | 0.02 | 33.05 | — | То же | 37.07 | 32.24 | 70.28 | 0.97, недостает $CaCO_3$ |
| 16.14 | — | 35.74 | 99.74 | „ | 41.42 | 33.73 | 73.53 | 1.62 |

Еще в 1891 г. В. А. Обручев (1935) установил в горе Соколиной немного ниже гор. Киренска на Лене, что «складчатость известняков среднего кембрия сильнее, чем складчатость вышележащего верхоленского яруса», на основании чего высказал предположение, что «между средним и верхним кембрием произошла некоторая дислокация — первая каледонская фаза» (1935, стр. 331).

То же самое наблюдал П. И. Преображенский на Киренге, подчеркивавший резкий переход от красноцветной свиты к известнякам среднего кембрия.

В верховьях р. Чоны, по данным Д. К. Зегебарта (1935), на границе среднего и верхнего кембрия также, повидимому, произошли какие-то движения, вызвавшие резкое обмеление среднекембрийского моря и появление галечников в основании разреза верхнего кембрия (стр. 201, 215). В других местах он отмечает постепенность перехода одного комплекса в другой (стр. 203).

Очень интересные данные, явно указывающие на следы перерыва в осадконакоплении, получили в 1940 г. Н. В. Фролова и И. В. Лучицкий.

Фролова в нескольких местах на реках Киренге и Яктале наблюдала признаки стратиграфического несогласия между мунакской свитой среднего кембрия и отложениями верхнего кембрия, выраженные в наличии характерной коры выветривания в верхних частях карбонатно-кремневой брекчии мунакской толщи, перекрытой красными и серыми глинами верхоленской свиты.

Лучицкий отмечает резкую границу между средним кембрием и нижним (осинским) горизонтом верхоленской свиты, имеющим непостоянную мощность (5—20 м). Имеются, по устному сообщению А. С. Червонцева, следы перерыва между $Cm_2$ и $Cm_3$ по правобережью р. Илима в районе дер. Оглоблино (Литвинцевская антиклиналь), хотя, по данным А. А. Арсеньева, здесь все залегает согласно.

В разрезе по рч. Допорай, на правобережье р. Лены, против гор. Олекминска в осыпи из оснований красноцветной толщи И. М. Архангельская нашла песчаники, которые при микроскопической обработке материалов оказались состоящими из хорошо окатанных песчинок известняка, сцементированных вторичным кальцитом.

Наконец, несогласие между верхоленской свитой и подстилающими породами отмечают Н. А. Грибова и С. П. Ситников (1947) на р. Лене в утесе Ходар.

Все приведенные данные, хотя и разрозненные, вполне определенно указывают на существование следов перерыва между верхне- и среднекембрийскими отложениями, выразившегося для различных частей рассмотренной выше территории весьма различно. Местами эти следы сказываются только в резкой смене литологического состава пород при переходе от отложений среднего кембрия к верхнему; в других случаях сопровождаются перерывом в осадконакоплении и частичным размывом подстилающих пород, и, наконец, иногда сопровождаются явными следами более глубокого размыва и даже существованием угловых несогласий. Последнее соотношение, повидимому, чаще наблюдается в районах, испытывавших в течение среднекембрийского времени тенденцию к относительному поднятию. К ним относится и восточная часть изученного нами района, входящего в обширную область поднятий, выделенных в свое время Д. К. Зегебартом под названием «Чаро-Наманинского горба» или горста. Некоторые последующие исследователи, правда, не находили здесь этого «горба», но в то же время допускали полное или частичное отсутствие здесь осадков среднего кембрия при относительно полном его развитии в смежных районах.

Мы отмечали выше, что мощности пород среднего кембрия на этой территории невелики, осадки носят мелководный характер, со следами перемыва, а верхняя часть их местами полностью размыта. Все эти обстоятельства позволяют сделать вывод о том, что в течение среднекембрийского времени территория исследованного района была относительно поднята и представляла, повидимому, глыбу, аналогичную, например, той, какую Е. С. Бобин и Е. В. Лермонтова (1940) установили для Ленско-Алданского и Аллах-Юнского районов Восточной части Сибирской платформы.

## СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Устькутская свита ($S_1$). Выше известняков и песчаников верхней части верхнего кембрия залегает сравнительно однородная толща серо-зеленых известняков, мергелей и песчаников, связанная постепенными переходами с нижележащими породами верхнего кембрия. Характерной ее чертой является специфическая серо-зеленая окраска, вызванная появлением среди минеральных компонентов, входящих в ее состав, в большом количестве крупнозернистого глауконита, меньше — хлорита, а среди глинисто-мергелистых прослоев, повидимому, закисных солей железистых соединений. Эта окраска настолько типична, что смешать породы устькутской свиты с какими-либо другими почти невозможно. Только низы их в этом отношении мало отличаются от пород верхней части верхоленской свиты. Не менее характерен и состав пород этой толщи. Преобладают в ней известняки, частью доломитизированные, глауконитово- и кварцево-песчанистые, реже органогенные, много также полимиктовых песчаников, сравнительно редки мергели и аргиллиты.

Распространена толща, как видно из геологической карты, в центральной части района, где она образует широкую полосу вдоль р. Лены, уходящую через низовья Б. и М. Черендея, Бирюка и Меличана на север и перекрываемую там илюнскими красноцветами; на юго-западе она выходит по восточной окраине Патомского нагорья. Наилучшие разрезы находятся по правобережью Лены в районе ст. Инняхской, ниже Кочегарской (обнажения достигают 150—200 м высоты) и по Б. Черендею ниже впадения Нуча-Томута.

Для общей характеристики нижнесилурийских пород приведем описание разреза, находящегося на правом берегу р. Лены против ст. Иннях скй. Здесь снизу вверх выходят: .

| | Мощность, м |
|---|---|
| 1. Серовато-фиолетовые плитчатые известняки . . | 20 |
| 2. Светлосерые известняки, волнистые, частично водорослевые, трудно раскалывающиеся . . . . | 30 |
| 3. Темносерые известняки с прослоем известняка светлозеленого, волнистого, с глауконитом . . | 10 |
| 4. Светлосерый плотный известняк (падение СВ 10° ∟ 12°) . . . . . | 25 |
| 5. Чередование светлосерого известняка с зеленым аргиллитом, темносерым известняком, желтоватым песчаником . . . . . | 60 |
| 6. Серый известняк с прослоем мощностью 0.5 м известняка глауконитово-песчанистого, зеленого | 5 |
| 7. Известняк серовато-зеленоватый, с большим количеством глауконита и фауной *Orthis ignicula* Raymond (в большом количестве экземпляров), *Orthis* n. sp., *Pionodema subaequata* (Conrad) . . . . . | 1.5 |
| 8. Кристаллический известняк серого цвета с фиолетовым оттенком . . . . . | 0.5 |
| 9. Плитчатый зеленовато-желтый песчаник . . . . | 2 |
| 10. Известняк светлосерый с вкраплениями темнозеленого глауконита, без фауны . . . . . | 3—5 |
| Общая видимая мощность . . . . . | 157—159 |

Несколько выше Инняхской, на том же правом берегу Лены видны и более низкие слои известняков, содержащие прослои внутриформационных конгломератов. Последние, благодаря хорошей выдержанности, могут служить прекрасным маркирующим горизонтом. Конгломераты залегают примерно в верхней части нижней трети разреза и имеют мощность 1—2 м.

Галька плоская, эллипсоидальной формы, состоит из известняка с включением глауконита и мелких зерен кварца (фиг. 17 см. вклейку между 24—25 стр.). Такого же состава и цемент, в котором, кроме того, много новообразований кальцита по органическим остаткам. Конгломераты были встречены нами на правом берегу р. Лены несколько выше ст. Инняхской и на Черендее. В остальных местах, где развита устькутская толща, конгломераты не видны из-за прикрывающих подножье обрывов осыпей.

В смежном районе — по северо-восточной окраине Патомского нагорья — такие же конгломераты отмечают Ю. П. Ивенсен и П. М. Клевенский (1950), а на значительной территории к северу и северо-западу — А. Г. Ржонсницкий (1916, 1918) и др.; для р. Лены — З. М. Старостина (1935) и Д. К. Зегебарт (1936). В строении устькутских известняков значительную роль играют ископаемые остатки организмов (фиг. 18 и 19). Среди них на первом месте стоят водоросли, образующие целые пласты и прослои водорослевых, главным образом коллениевых, известняков, иногда также содержащие, наряду с прочими органическими остатками, и другие виды водорослей.

Из водорослей, встреченных нами на правом берегу Лены в обнажении против нижнего конца острова Березовый (он же Нижний) среди органогенно-песчано-глауконитовых известняков, В. П. Маслов определил известковую водоросль из семейства Dasycladaceae incerta Sedis. (фиг. 20). Некоторые другие органические остатки в этом известняке оказались фосфатизированными, большинство же состоит из кальцита.

Далее, на водоразделе между реками Молбо и Леной в останцовых выходах известняков, встречающихся вдоль вьючной дороги, идущей от р. Маректы к Б. Илюну, нами найдены разности «бобовых»

известняков. При микроскопическом изучении оказалось, что бобовины представляют собой скорлупки раковин остракод величиной 1.1—1.8 мм. Из них А. Ф. Лесникова определила роды *Primitia* ср., *Klaedenia* sp. и представителей семейства Aporchitidae Ulrich, указывающих в общем на возраст слоев не древнее нижнего силура. Таким образом, эти известняки можно назвать остракодовыми.

Наконец, выделяются органогенно-обломочные известняки, содержащие иногда в большом количестве раковины брахиопод.

Общая мощность пород устькутской толщи 200—225 м. Возраст этой толщи Д. К. Зегебарт (1936) и З. М. Старостина (1935), а за ними и ряд других исследователей, надо сказать, совершенно необоснованно определяли как верхнекембрийский (горизонт $Cm_3^b$), тогда как значительно ранее А. Г. Ржонсницкий (1916, 1918) аналогичные отложения бассейна Вилюя и Лены на основании фауны трилобитов отнес к нижнему силуру.

К выводу о верхнекембрийском возрасте устькутской толщи Д. К. Зегебарт и З. М. Старостина пришли, главным образом, не на основании палеонтологических доказательств, хотя брахиоподовая, правда не определенная до вида (см. выше в обзоре литературы), фауна из этих отложений им была известна, а на основании сопоставлений со схемой стратиграфии нижнего палеозоя, выработанной В. Ю. Черкесовым для верхнего течения р. Лены. Остается непонятным, почему указанные авторы избрали эту схему и игнорировали схему А. Г. Ржонсницкого, составленную для более близкого района, в которой среди нижнесилурийских отложений легко узнается описываемая нами толща (А. Г. Ржонсницкий, 1916, стр. 479, горизонт IV).

Недавно вопрос о возрасте устькутских отложений для близких к нашему районов подробно рассматривался К. С. Андриановым, который сохранил для них индекс $Cm_3 — S_1^a$, хотя и отнес большую часть их к нижнему силуру и только часть к верхнему кембрию, подчеркивая тем самым постепенный переход между ними.

Действительно, отложения устькутской толщи связаны, как мы отмечали выше, постепенным переходом с нижележащими верхоленскими, но относить их даже в какой-то части к верхнекембрийским в настоящее время не представляется возможным. Следующие факты достаточно наглядно это показывают.

В 1940 г. С. А. Салун (1950) на левом берегу р. Лены, между Точильной и Иннокентьевской (обнаж. № 258, обр. № 258), в красно-буром известняке из основания устькутских отложений нашел[1] *Finkelnburgia wemplei* (Cleland), *F. plicata* Ulrich and Cooper, *F. bellatula* Ulrich and Cooper, *Orthis* sp., *Orthoceras* sp., а П. М. Клевенский в горизонте конгломератов по рч. Билляхтир (приток р. Биллях в нашем районе, обнаж. № 281) нашел *Diparelasma cassinence* (Whitfield).

Первые два вида встречаются в нижнем Canadian Америки, третий — в верхнем Ozarkian, что отвечает низам тремадокского яруса английской схемы. *Diparelasma cassinence* относится к более высоким горизонтам, а именно к верхнему Canadian (верхи нижней трети ордовика). В нашем районе фауна была собрана в различных местах и из разных частей толщи. Наиболее низкая по положению в разрезе фауна найдена нами в следующих пунктах:

1. На правом берегу Лены, против нижнего конца острова Нижний (несколько выше Инняхской, обнаж. № 88, слой 1), откуда определены: *Finkelnburgia wemplei* (Cleland), *F. plicata* Ulr. and Cooper, *F.* cf. *plicata* Ulr. and Cooper, *Finkelnburgia* n. sp. (aff.

---

[1] Ниже приводимые определения силурийской фауны любезно произведены Н. Г. Марковой.

*F. bellatula* Ulr. and Cooper), *Finkelnburgia* n. sp., *Finkelnburgia* sp., *Aphioorthis* sp., *Bellerophon* sp., *Raphistoma* sp., *Orthoceras* sp.

2. В обнажении № 89, обр. № 176, на том же берегу Лены, несколько ниже острова Нижний найдены *Finkelnburgia* sp. из слоев, подстилающих предыдущие с фауной.

3. В верховьях Б. Кулыдьмы (обнаж. № 153, обр. № 109) в зеленом глауконитовом песчанике, относящемся, повидимому, к низам устькутской толщи, также встречены *Finkelnburgia* sp.

4. Из горизонта конгломератов на правом берегу Б. Черендея вблизи рч. Сигилях (между Тас-Уряхом и Ункуча-Уряхом, обнаж. № 105, обр. № 196) определены *Finkelnburgia* cf. *plicata* Ulr. and Cooper, *F. wemplei* (Cleland).

Этот комплекс фауны, как видно из ее видового состава, вполне отвечает по возрасту слоям с фауной из района Иннокентьевская — Точильная, но залегает у нас в разрезе несколько выше.

Следующая фауна была собрана нами уже в более высоких частях разреза. Так, в обнажении на правом берегу Лены, против Инняхской (обнаж. № 90, слой 7, обр. № 145—147, см. приведенный выше разраз) в 150 м от основания выходящей здесь устькутской толщи найдены: *Orthis ignicula* Raym., *Orthis* n. sp., *Pionodema subaequata* (Conrad).

Ниже по реке, против ст. Кочегарской (около рч. Бор-Урях, обнаж. № 94, слой 3, обр. № 157—158), в верхней части обрывов в известняках, кроме уже указывавшейся *Pionodema subaequata* (Conr.) найдены *Hemipronites* aff. *tumidus* Pand., *Orthis* aff. *deflecta* Conrad. Наконец, в третьем пункте, на р. Меличан, в 6 км ниже с. Бочены (обнаж. 189, обр. № 206) в известняках обнаружены *Orthis* sp., *Orthoceras* sp.

В целом фауна этого горизонта характеризует собой средний ордовик, причем наиболее низкими формами среди нее оказываются *Orthis ignicula* Raym., типичный для слоев Chazy Северной Америки, т. е. для низов $S_1^2$. *Orthis deflecta* Conr. указывает на верхи среднего ордовика (слои Trenton Limestone Северной Америки — верхи $S_1^2$), *Pionodema subaequata* распространена во всем среднем ордовике. Среднему же ордовику отвечает *Hemipronites tumidus*, встречающийся в горизонте $B_2$ Волхова. Таким образом, в нашем районе оказывается фаунистически документированной большая часть устькутской толщи, обнимающей по возрасту нижний ордовик (от самых его низов, так как фауна *Finkelnburgia bellatula* отвечает низам тремадокского яруса) и средний ордовик до самых верхов. Палеонтологически не аргументированы верхи (около 50—70 м) разреза, которые могут частью принадлежать еще среднему ордовику, а частью верхнему.

Илюнская свита ($S_1$? — $S_2$). Нижнесилурийские отложения устькутской свиты перекрываются второй пестроцветной свитой, составляющей четвертый литологический комплекс нижнепалеозойских отложений исследованного района. Эту свиту мы именуем в дальнейшем илюнской от названия речек Б. и М. Илюн (по правому берегу р. Лены), где она лучше и полнее всего обнажена (фиг. 21).

Породы илюнской свиты занимают громадную площадь в левобережной части района, тогда как на правобережье заходят только на юго-западе. На правобережье илюнская толща мощностью до 230 м может быть подразделена на три части. Внизу это будут, в основном, красные аргиллиты и серые и буровато-красные кварцевые песчаники общей мощностью около 40 м. На поверхностях наслоения песчаников обычны волноприбойные знаки. В средней части мощностью до 130 м наблюдается перемежаемость красных, голубовато-зеленоватых и серых аргиллитов, с прослоями такого же цвета микрозернистых песчанистых известняков, алеврито-глинистых кварцевых песчаников и мергелей, между которыми местами прослеживаются тонкие, в 2—3—5 см

прослоечки розового гипса. В этой части толщи в разрезах против ст. Илюнской в голубовато-сером аргиллите были обнаружены *Lingula* aff. *minima* (?) Sow.[1] Наконец, в самом верху залегают очень однообразные кирпично-красные песчанистые известняки, переходящие подчас в известковистые песчаники, общей мощностью 50—60 м.

Для левобережья р. Лены такого трехчленного деления толщи провести нельзя, вследствие, с одной стороны, недостаточной обнаженности, а с другой — и некоторых фациальных замещений.

Кроме того, при движении с юга на север мощность илюнских красно- и пестроцветов увеличивается и доходит на севере, по приблизительным подсчетам, до 280—300 м. Здесь в их нижней трети преобладают песчаники и темнокрасные слюдистые, на ощупь жирные аргиллиты, а в средней и верхней тонко- и микрозернистые пестрые слюдистые песчаники, с отдельными прослоями карбонатных пород, также в значительной мере песчанистых; карбонаты залегают в верхних частях разреза. Доломитизированные известняки были встречены нами по рч. М. Дельгей километрах в 5 от устья, затем в разрезах к северу по Б. Черендею — на крутой излучине выше устья р. Джукты, в основании террасовых отложений в урочище Улахан-Салы-Гардах и, наконец, по Меличану — в районе впадения левобережных притоков Лапы-Тас, Кума-Урья, а также на Юкте. Максимальная мощность отдельных прослоев известняков 20—30 м (М. Дельгей). Количество прослоев известняков в илюнской толще, повидимому, растет далее на север, как это видно из описаний Ржонсницкого (1918, 1919), Зверева (1925) и др., составленных для Ленско-Вилюйского междуречья и бассейна Вилюя. В нашем районе в песчаниках, залегающих выше известняков, количество известковистого материала заметно увеличивается и доходит почти до 40%.

Общими признаками для илюнской толщи являются красновато-бурая, чередующаяся с серовато-голубоватой, окраска, а также наличие почти во всех слагающих ее породах волноприбойных знаков, очень часто глинисто-песчаных псевдоморфоз по кубикам соли, тонких прослоечков нежнорозового гипса и т. д. Микроскопическое изучение пород показало, что обломочный материал, участвующий в их строении, очень тонкий; как правило, в песчаниках частицы имеют размеры от 0.02—0.03 мм до 0.15—0.2 мм и в силу своих размеров в большинстве случаев совершенно не окатаны (фиг. 22). В нижней части илюнской толщи выделяются кварцевые песчаники с кремнисто-известковистым цементом и сильно ожелезненные песчаники с известковистым цементом. В составе песчаников на долю кварца приходится 70—85%. Кроме кварца, имеются: зерна полевых шпатов, листочки слюд, глинистые скопления, рудные минералы и совсем редко — глауконит.

В средней части толщи, кроме отмеченных песчаников, были встречены разности с алевритово-глинистым цементом.

В песчанистых известняках карбонат обычно хорошо раскристаллизован; среди него рассеяны глинистые частицы, зерна кварца, которых в отдельных разностях бывает до 15—20% от общей массы породы, и другие минералы: слюды, роговая обманка, полевые шпаты, глауконит, присутствующие в виде незначительных примесей. Песчанистые известняки верхней части илюнской толщи отличаются от песчанистых известняков из средней части большим содержанием бурокисных солей железа, пропитывающих породу по слоистости или окрашивающих ее отдельными пятнами.

Аргиллиты илюнских красноцветов обычно в той или иной мере известковисты.

Известняки из верхней части толщи доломитизированы, сильно перекристаллизованы (обр. № 208, Сыр-Кюргелях) или представлены

[1] Определения Н. Г. Марковой.

мелким пылеватым карбонатом, стянутым в округлые образования, возможно органического происхождения (некоторые напоминают остатки иглокожих; обр. № 207, Кума-Урья). Среди примесей в них мы находим кварц иногда до 10%, отдельные зерна плагиоклазов и другие.

В покрывающих известняки песчаниках, как уже отмечалось, сильно возрастает количество карбонатного материала; примеси к основному компоненту — кварцу — обычные.

Возраст илюнских красноцветов до наших работ различными исследователями определялся различно. А. П. Герасимов (1905), Д. В. Никитин (1918), Е. В. Павловский (1933) нижние и верхние красноцветы принимали за одну свиту и относили ее к кембрию. Позднее З. М. Старостина (1935) и Д. К. Зегебарт и З. М. Старостина (1935), на основании стратиграфо-литологических построений и найденной фауны, илюнскую толщу отнести к нижнему силуру.

Однако приведенный ими список фауны не доказывает нижнесилурийского возраста толщи, так как эта фауна широко распространена по вертикали. В самом деле, вид, определенный ими как *Orthis honorata*, проходит из среднего ордовика до среднего девона включительно, а *Lingula* cf. *leiskowiensis* (не говоря о ее плохой сохранности) встречается в отложениях, начиная с верхнего ордовика и до конца верхнего силура, причем для последнего отдела является наиболее характерной. Все остальные палеонтологические остатки, указываемые З. М. Старостиной, определенные только до рода, также не являются руководящими для нижнего силура. Ничего не дает в этом отношении и найденный Д. К. Зегебартом (1936) в известняках на р. Бирюк *Orthis* ex gr. *calligrama*, потому что эта группа, в настоящее время расчлененная, встречается в отложениях от среднего ордовика до середины уинлока.

В карбонатных породах, залегающих в основании верхней трети илюнских красноцветов, нами в нескольких местах была собрана фауна. Из куска известняка-ракушечника, взятого близ устья Кума-Урья (обнаж. № 191) на Меличане, Н. Г. Марковой определен один вид *Rhinchonella llandovertana* Dav., сплошь переполняющий породу. Аналогичная фауна обнаружена в известняках, выходящих *in situ*, в 8—10 км выше устья Юкты (обнаж. № 199), а на Меличане у Сыр-Кюргеляха (обнаж. № 192) найдены сильно перекристаллизованные кораллы *Rugosa* и плохие остатки *Favosites*. Анализ этой фауны приводит к следующему выводу. *Rhynchonella llandovertana* является руководящей формой для верхних частей лландоверского яруса Англии; полипняки из семейства Favositidae, хотя и появляются в нижнем силуре, но широкое распространение получают только в верхнем. Таким образом, для верхней трети толщи илюнских красноцветов устанавливается возраст не древнее верхов лландоверского яруса. Что касается нижних двух третей данных красноцветов, то какая-то часть их, лежащая под известняками с верхнелландоверской фауной, должна быть с несомненностью отнесена к готланду (к низам лландовера), причем может оказаться, что на их долю приходится из остающейся части разреза значительная по мощности (если не вся) пачка слоев. Принадлежность же низов илюнских красноцветов к нижнему силуру мало вероятна, так как этот комплекс представляет собой, с одной стороны, единое целое, а с другой — найденная в средней части илюнской свиты на правом берегу Лены *Lingula* aff. *minima* также указывает, повидимому, на верхнесилурийский возраст слоев, так как типичные *L. minima* вообще характерны только для верхов верхнего силура (лудлов-даутон). Однако все же не исключено, что низы илюнской свиты окажутся принадлежащими к нижнему силуру вследствие того, что на верхний ордовик в устькутской свите приходится очень

небольшая по мощности пачка слоев, а мощность слоев, лежащих в илюнской толще ниже горизонтов с фауной верхнего лландовера, весьма значительна. Поэтому для верхней пестроцветной свиты мы оставляем индекс $S_1? — S_2$. В случае, если она окажется целиком верхнесилурийской, подтвердится, повидимому, существующий перерыв между нижним и верхним силуром, допускаемый нами (на основании слишком быстрого перекрытия илюнскими красноцветами нижележащих пород на водоразделе между Молбо и Леной) и показанный на колонке условно (контактов между породами этих двух отделов нигде не наблюдалось). Этот перерыв, если он существует, захватывает, вероятно, по времени часть верхнего ордовика.

Выделенная нами описанная выше илюнская толща может быть сопоставлена с горизонтом мергелистых известняков, гипсоносных рухляков и других пород верхнего силура из бассейна Вилюя по схеме В. Н. Зверева (1925), с пятым литологическим комплексом Лено-Вилюйского междуречья А. Г. Ржонсницкого и, возможно, с красноцветной свитой К. С. Андрианова (бассейн р. Нюи), отнесенной им, как нам кажется, без достаточных оснований к нижнему силуру. В западных частях Сибирской платформы илюнской свите, повидимому, синхронична так называемая братская свита.

Илюнскими красноцветами заканчивается разрез нижнего палеозоя, общая мощность которого в пределах изученного района имеет около 1100 м.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДВИЖЕНИЙ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ТЕЧЕНИЕ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Породы среднего кембрия представлены однообразной толщей известняков и других карбонатных пород преимущественно химического происхождения. Водорослевые известняки как породообразующие играют подчиненную роль. Поражает почти полное отсутствие кластического материала среди пород среднего кембрия, появляющегося только в весьма малых количествах в самых верхних частях, в которых увеличивается и содержание полуторных окислов железа, окрашивающих отдельные прослои в красно-бурый цвет. Все это с несомненностью указывает на отложения данных пород вдали от областей эрозии в открытом морском мелководном бассейне, занимавшем громадные площади.

Суша того времени располагалась южнее, и рельеф ее к началу среднего кембрия был, вероятно, в значительной мере выровнен.

Однако отложение карбонатных осадков происходило, повидимому, в неспокойной водной среде с резкими колебаниями дна бассейна, благодаря которым местами иногда обнажались только что отложившиеся осадки. Следствием этих движений явилось большое количество брекчированных пород, появление (в конце $Cm_2$) кластического материала и неравномерное распределение осадков, более мощных в прогибавшихся участках и менее мощных в областях относительно поднятых.

Эти сравнительно слабые движения конца среднекембрийского времени, явившиеся на платформе отзвуком более сильных движений складчатых областей, вызвали к началу верхнего кембрия значительное отступание моря и резкое изменение всей физико-географической обстановки. Последнее сказалось, во-первых, в том, что между средним и верхним кембрием проявляются более или менее резко и почти повсеместно выраженные следы перерыва. Далее, во всей толще вышележащих пород верхнего кембрия (верхоленская свита) появляется большое количество обломочного материала, а отдельные прослои слагаются им целиком. Карбонаты, образующие отдельные прослои среди красноцветов

верхоленской толщи, также обогащены обломочным материалом. Нижняя часть толщи во многих местах содержит прослои и линзы гипсов, исчезающие кверху, и следы замещений кристаллов соли.

На прослоях известняков, мергелей, песчаников, глин, слагающих верхоленскую толщу, наблюдаются многочисленные следы ряби, вихреватая слоистость, волноприбойные знаки, трещины усыхания, различные бугристые образования типа *Manchuriophicus problematica* и вдавленности. Почти вся толща окрашена окисными соединениями железа в красно-бурый цвет.

Такой характер осадков свидетельствует об их образовании частью в континентально-лагунных, а главным образом в лагунно-морских, повидимому обширных, внутренних замкнутых, чрезвычайно мелководных бассейнах, на просторах которых немало было надводных островов. Эти последние чаще всего и поставляли тот обломочный материал в верхнекембрийский бассейн, который встречается во всех разновидностях пород, слагающих этот отдел. Кроме того, к началу верхнего кембрия суша, выступавшая на юге в области северного склона Алданского массива, еще более поднялась и продвинулась далее на север.

К концу верхнего кембрия наступают обратные движения исследованного участка платформы. Он заметно погружается, и на всей его территории условия седиментации стабилизируются.

Уже в верхней части верхоленских отложений почти полностью исчезают красноцветные прослои, породы приобретают однообразную сероватую окраску и однородный состав (известняки и известковистые песчаники); среди них снова встречаются водорослевые и оолитовые известняки, и впервые в осадках нижнего палеозоя появляется глауконит.

Прогибание, наметившееся в конце верхнего кембрия, в дальнейшем — в нижнем силуре — постепенно развивается, вследствие чего осадки того и другого времени связаны между собой непрерывными переходами.

В нижнем силуре, по крайней мере для нижнего и среднего ордовика, устанавливаются условия, типичные для открытого моря; отлагаются однообразные, частью песчанистые известняки, содержащие в большом количестве глауконит.

Присутствие глауконита, наряду с многочисленными остатками разнообразных организмов, часть которых фосфатизирована,— вполне определенно указывает на нормальный режим нижнесилурийского морского бассейна. В то же время характер фауны, становящейся здесь в отдельные моменты времени породообразующей, и наличие плоскогалечных внутриформационных конгломератов говорят нам о чрезвычайной мелководности самого бассейна.

К концу нижнего силура обмеление прогрессирует, захватывает еще большие территории и тем самым вызывает смену карбонатных пород почти исключительно обломочными, слагающими верхи устькутской свиты. К началу отложения илюнской толщи наступает резкое сокращение бассейна и отступание его к северу, обусловливающее появление красноцветных пород. Местами эта регрессия была, видимо, настолько быстрой, что вызвала размыв подстилающих пород. Илюнские красноцветные породы в исследованном районе в нижних частях разреза имеют все черты мелководных лагунно-морских образований. Наоборот, в верхних частях в них появляется много прослоев известняков с сравнительно богатой фауной брахиопод и кораллов, указывающих на временное превращение этого моря в открытый нормальный бассейн. Повидимому, в самом конце верхнего силура (палеонтологически доказанных слоев этого возраста у нас нет) вновь происходит поднятие, море покидает эту территорию, и затем на значительный промежуток времени она превращается в сушу, на которой не происходит накопления осадков.

## ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В исследованном районе юрские отложения обнаружены только в северо-западном углу планшета, в бассейне р. Меличан, к северу от которой, уже в бассейне Вилюя, как это следует из работ А. Г. Ржонсницкого (1918), В. Н. Зверева (1925) и других, юра пользуется широким площадным распространением. На р. Меличан, выше устья р. Юкты, юрские отложения представлены в основном ржавым грубо- и разнозернистым кварцевым песком с крупной и мелкой галькой и обломками изверженных пород, в частности пегматитов. Из-под них местами виднеются угленосные слои. Подошвы мезозойских отложений здесь из-за залесенности не видно, но в ближайших обнажениях, отстоящих примерно на 5 км от описанного разреза, коренными породами оказываются пестроцветы илюнской толщи, которые, повидимому, и подстилают юру.

Кроме отмеченного выхода юры, местное население указывало на присутствие таких же пород в других местах, из чего следует заключить, что мезозойские отложения в урочище Мар (при слиянии рек Юкты и Меличана) пользуются сплошным распространением и далее на север сливаются с полем мезозоя, описанным ранее Е. С. Бобиным (1930), В. Н. Зверевым (1925), А. Г. Ржонсницким (1916, 1918, 1919).

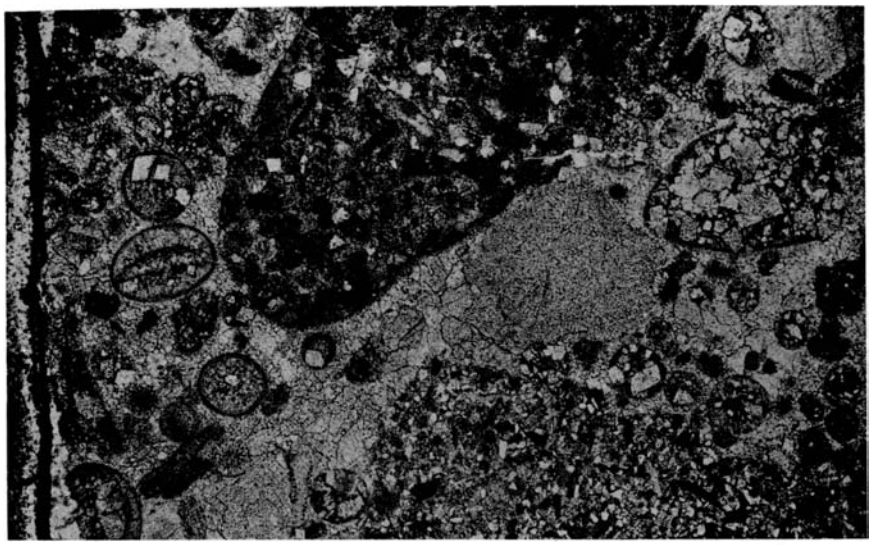
Описанные мезозойские породы мы относим к лейасу и сопоставляем с так называемой нижней пресноводной толщей, выделенной А. Г. Ржонсницким (1918, 1919) в бассейне Вилюя и Лены.

Этот возраст подтверждается определениями спор и пыльцы, произведенными С. Н. Наумовой из образца угленосных юрских пород, взятого нами в приведенном выше обнажении. С. Н. Наумова установила, что в комплексе спор и пыльцы «во-первых, преобладают споры (59%) над пыльцой (38%); во-вторых, споры представлены преимущественно формами из группы *Triletes* R. Среди последних чаще встречаются споры без оторочки (34%), реже с оторочкой (25%); в-третьих, споры с оторочкой принадлежат исключительно формам с узкой оторочкой — роду *Stenozotriletes* Naum.; в-четвертых, среди спор без оторочки преобладают форы гладкие, рода *Leiotriletes* Naum. (19%). В меньшей степени развиты шагреневые, рода *Trachytriletes* Naum. (6%) и бугорчатые *Laphotriletes* Naum. (6.5%). Наконец, в-пятых, пыльца представлена исключительно формами класса *Aporoba* Naum., среди которых особенно развиты хвойные. Последние представлены как формами без воздушных мешков рода *Psophosphaera* Naum., так и с двумя воздушными мешками рода *Platysaccus* Naum. и *Oedemosaccus* Naum. Преобладают формы рода *Oedemosaccus* N. (17%) и *Psophosphaera* N. Пыльца рода *Platysaccus* Naum. единична (15%). Цикадовые встречаются в незначительном количестве и относятся к роду *Trilistrium* Naum. (15%) и *Monoptycha* Naum.

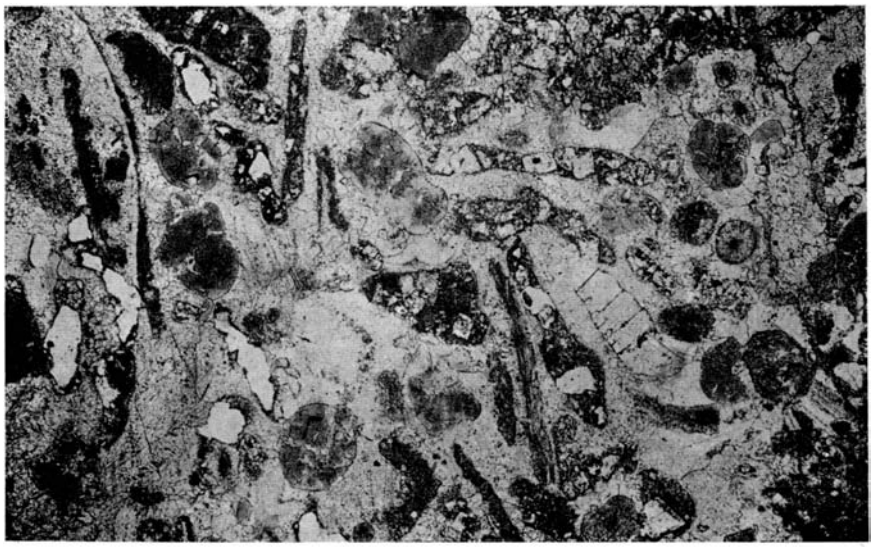
В общем преобладают следующие виды спор и пыльцы: *Leiotriletes inermis* Naum., *L. glaber* Naum., *Stenozonotriletes foveolatus* Naum., *Psophosphaera laricina* Naum., *Oedemosaccus intermedius* Naum.

В целом приведенный комплекс спор и пыльцы (при преобладающем влиянии пыльцы хвойных) является характерным для нижней и средней юры. Однако, если учесть, что в смежных районах средняя юра представлена морскими отложениями, то лейасовый возраст рассмотренной свиты становится наиболее вероятным.

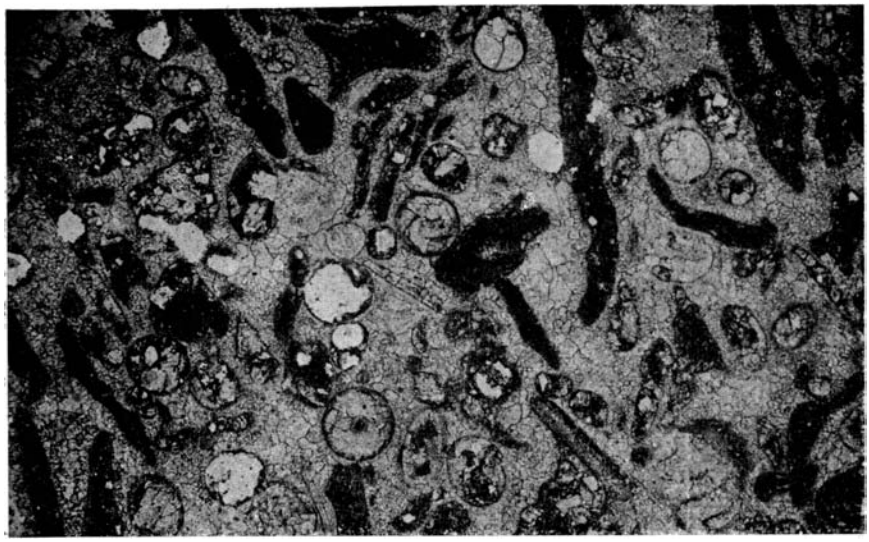
Обнаруженные на Меличане выходы мезозоя, таким образом, намечают южную границу современного распространения мезозоя в области Ленско-Вилюйского водораздела, которая до наших исследований проводилась значительно севернее.



Фиг. 17. Конгломерат из устькутской свиты. $S_1$. Шлиф № 167.
Увел. 20. Николи +.

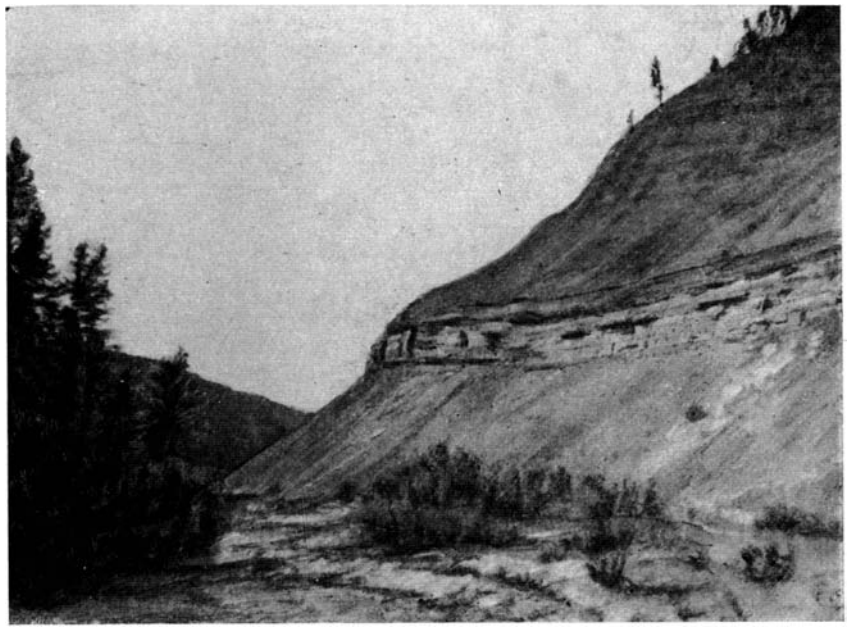


Фиг. 18. Органогенный известняк с глауконитом (Г). $S_1$. Шлиф № 109.
Увел. 20. Николи ||.



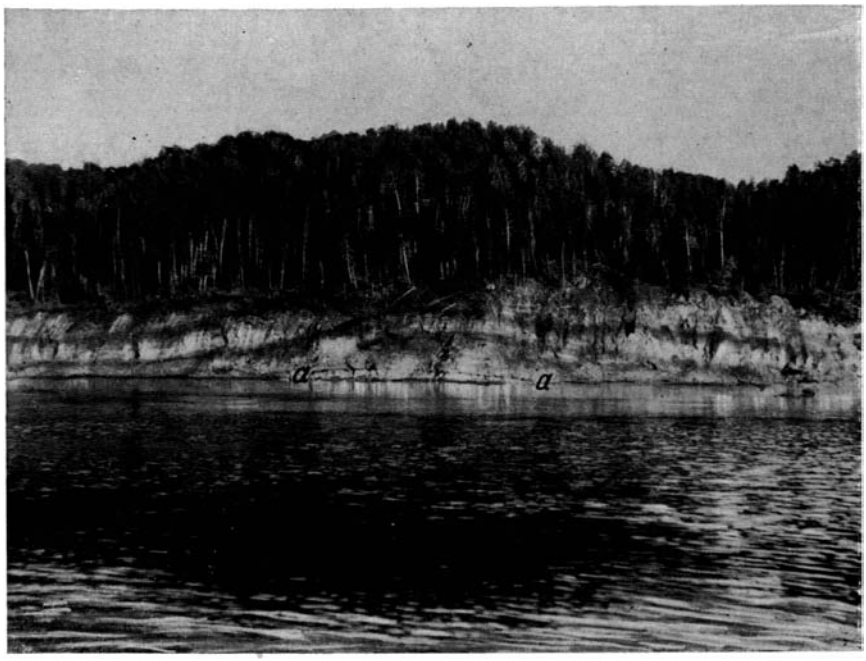
Фиг. 19. Органогенный известняк. $S_1$. Шлиф № 110. Увел. 20. Николи ||.

Фиг. 20. Известняки с водорослями из семейства *Dasycladaceae incerta* Sedis. $S_1$. Правый берег р. Лены. Шлиф № 129. Увел. 45. Николи ||.



Фиг. 21. Красноцветные породы илюнской толщи по р. Тарыннах (правый приток Лены) в 10 км выше устья. Фото В. К. Лобанова.

Фиг. 22. Аргиллит с песчанистыми прослойками. Илюнская толща. Шлиф № 116. Увел. 20. Николи +.




Фиг. 23. Антиклиналь в породах среднего и верхнего кембрия на правом берегу р. Чары в 2 км ниже Чарыннаха. *a* — *a* — граница контакта $Cm_2$ и $Cm_3$. Фото авторов.

Фиг. 24. Выходы дислоцированных слоев средней части верхоленской свиты по р. Молбо ниже Тас-Уряха. Фото авторов.

## ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

На обследованной территории изверженные породы, представленные секущими дайками траппов, выходят на дневную поверхность по левобережью Лены (в 3 км ниже устья Бирюка), по правобережью Бирюка близ устья, почти против одноименного селения, и по р. Молбо у р. Иирт-Уряха. Кроме того, в виде отдельных крупных глыб и обломков траппы были встречены по Тарын-Уряху (правобережный приток Лены против Бирюка), в руслах Бирюка (выше Сордонаха) и Меличана, что указывает, повидимому, на широкое распространение траппов в этом районе.

По внешнему облику изверженные породы распадаются на две группы. Одни обладают темносерой окраской и имеют ясно кристаллическое строение, позволяющее невооруженным глазом различить светлые лейсты плагиоклазов, темные кристаллы пироксена и вкрапления рудного минерала. Породам другой группы присущ более темный цвет с зеленоватым оттенком; они настолько приближаются к плотным афанитовым разностям, что макроскопически не могут быть охарактеризованы. В первой группе имеются разновидности с большим количеством пустот размером от нескольких миллиметров до 2—3 см, выполненных белым кальцитом (траппы по левобережью Лены). Обе группы распространены совместно, но более плотные разности встречаются ближе к контактам с осадочной толщей.

Состав пород под микроскопом однообразный, структура же несколько различна. Главными составными частями траппов являются: основной плагиоклаз, моноклинный пироксен, титаномагнетит и акцессорные минералы. Из вторичных минералов присутствуют хлорит, пренит, кальцит. Доминирующая роль принадлежит плагиоклазу, отвечающему по составу лабрадору (50—58% An). В шлифах он представлен либо мелкими лейстами, дающими пойкилитовые вростки в пироксене, либо крупными идиоморфными кристаллами с отчетливыми двойниковыми полосками. Зональное строение лабрадора было отмечено только в одном шлифе. В параллельном свете плагиоклаз несколько мутный, что объясняется его разрушением, в частности пелитизацией. «Свежие» плагиоклазы вообще наблюдались редко; чаще по ним развиты мелкие зерна кальцита и пренита. Процесс разрушения захватывает в большинстве случаев центральные части кристалла и затем распространяется на его периферию.

Моноклинный пироксен содержится обычно в зернах или таблитчатых кристаллах. Его форма обусловлена расположением лейст плагиоклаза. В простом свете пироксен имеет бледнорозовую окраску, связанную, вероятно, с наличием $TiO_2$. Трещины спайности идут в одном направлении, но иногда наблюдаются две системы их, пересекающиеся друг с другом почти под прямым углом. Интерференционная окраска II порядка — синяя или зеленая.

Угол погасания cNg непостоянен и колеблется в пределах 38—43° (2V от +44° до +50°), что приближает его к пиджониту.

В большинстве просмотренных шлифов пироксен сравнительно свежий, и только отдельные части кристаллов всегда в той или иной мере затронуты процессом разрушения и замещаются хлоритом, который в редких случаях почти полностью вытесняет пироксен, сохраняя форму его и образуя по нему псевдоморфозы.

Титаномагнетит присутствует в виде октаэдров, скелетных форм, обычно идиоморфных в отношении плагиоклаза и пироксена. Однако это не исключает возможности его более позднего выделения. В отраженном свете титаномагнетит серовато-черный.

Из вторичных минералов преобладает хлорит, замещающий пироксен. В простом свете хлорит зеленый и плеохроирует от бледно- до

темнозеленого цвета; при скрещенных николях интерференционная окраска зеленовато-желтая или же аномальная — синяя и серовато-голубоватая. Обычно встречается в виде чешуек и волоконец. По составу они отвечают, вероятно, пеннину и клинохлору.

Пренит ассоциируется с пироксеном или плагиоклазом, но образовался, повидимому, только за счет последнего. Он оптически двуосен и положителен, имеет высокое двойное лучепреломление. Интерференционная окраска красная или синяя ($Ng - Np = 0.033$).

Кальцит содержится в виде мелких зерен, располагающихся в различных частях плагиоклаза.

Структура траппов преимущественно офитовая, но нередко встречается пойкилоофитовая и порфировидная. Химические анализы траппов не производились, но, судя по петрографическим данным, они близки по составу к так называемым «нормальным траппам» В. С. Соболева (1936) и «преобладающему типу траппов» Т. Г. Моора (1939), т. е. отвечают габбро-диабазам.

В исследованном районе траппы залегают в виде крутопадающих даек северо-восточного (30—40°) простирания, секущих нижнюю пестроцветную (верхоленскую) свиту. Мощность даек 40—70 м; по простиранию они хорошо прослеживаются обычно на протяжении нескольких метров, а далее об их распространении приходится судить лишь по наличию кусков и дресвы траппов, валяющихся на поверхности. В обследованных пунктах траппы контактируют с известняками, песчаниками и глинами верхоленской толщи; контакты, хорошо видимые, например по левобережью Лены, близ устья Бирюка и в дайке по Бирюку, мало активные. Следов сильного воздействия интрузии на осадочные породы не видно; это воздействие выражено только в привносе в окружающие породы железистых солей и в слабом обжиге, вследствие чего красноцветы верхнего кембрия принимают темнофиолетовую пятнистую окраску. При этом почти не нарушается и залегание осадочных толщ. Только в одном месте (дайка близ устья р. Бирюк) вмещающие слои около дайки несколько задраны. Сама интрузия вблизи контактов, исключая большую плотность и массивность траппов около них, также не претерпевает существенных изменений.

## ТЕКТОНИКА

Основные тектонические черты района определяются его положением в окраинной части платформы, на стыке со складчатой областью Патомского нагорья. Это сказывается, во-первых, в постепенном уменьшении интенсивности дислокаций при движении от восточной окраины Патомского нагорья далее на восток (что особенно хорошо заметно для южных частей района) и, во-вторых, в характере самих структур, свойственных, как это эмпирически установлено, таким переходным областям.

Уменьшение интенсивности дислокаций уже отмечалось многими исследователями для всей окраинной зоны, оконтуривающей складчатую область Байкало-Патомского нагорья (Архангельский и др., 1937; Домбровский, 1940; Обручев, 1935; Павловский, 1938; Ржонсницкий, 1918, 1919; Шатский, 1932), а для нашего района впервые А. П. Герасимовым (1905) и позднее Е. В. Павловским (1933).

О характере структур будет сказано ниже, сейчас лишь отметим, что здесь наблюдается сочетание крупных расплывчатых структур — впадин и прогибов, в которых слои лежат почти горизонтально, с более мелкими — валами, брахискладками и куполовидными поднятиями, в которых углы наклона слоев достигают значительной крутизны.

Основные черты тектоники района вдоль р. Лены и по ее левому притоку Бирюку в пределах изученной территории были установлены в последнее время работами З. М. Старостиной (1935) и Д. К. Зегебарта

(1936). Остальная часть оставалась совершенно не исследованной, а маршрутные работы А. П. Герасимова по Чаре[1] в отношении выяснения тектоники почти ничего не дали, так как базировались в основном на неверно построенной стратиграфической схеме.

Из рассмотрения геологической карты и профилей (фиг. 28, 29) достаточно наглядно вырисовывается структурный план района. Он состоит из следующих элементов. Основной структурой района является крупный прогиб, ось которого совпадает примерно с меридианом ст. Березовской на р. Лене. Этот прогиб является одной из частей того «огромного и сложного синклинала», который впервые установлен А. Г. Ржонсницким (1918) и который, по его мнению, проходит «через всю восточную часть Сибирской плоской возвышенности с юго-запада на северо-восток». Позднее Н. С. Шатский (1940) эту впадину назвал Вилюйской синеклизой. Изученную нами часть этой впадины мы в дальнейшем именуем Березовско-Черендейским прогибом.

Западной границей Березовско-Черендейского прогиба служит восточная окраина складчатой области Патомского нагорья; восточное крыло прогиба не имеет четких границ, и здесь нижнепалеозойские породы, очень полого поднимаясь к юго-юго-востоку, постепенно переходят в северный склон Алданской глыбы. Таким образом, оба крыла Березовско-Черендейского прогиба выходят за пределы нашего района.

Древнепалеозойские породы, выполняющие прогиб, полого поднимаются к его бортам и погружаются к центру (см. профили). Падения пород на восточном крыле очень пологи, едва уловимы, тогда как на западном (в южной части), как это видно по р. Молбо и ее левому притоку Маректе, они более круты и достигают 30—35—50° (в зоне перехода к складчатой области).[2] Наиболее древними отложениями, выходящими по бортам, являются среднекембрийские карбонатные породы; наиболее молодыми — красноцветные толщи верхнего силура, слагающие центральную часть прогиба. Ось прогиба погружается к северу, вследствие чего здесь появляются все более и более юные горизонты, выклинивающиеся к югу. В крайнем северо-западном углу района залегают уже нижнеюрские осадки. Прогиб, замыкающийся на юге, к северу в бассейне Черендея и далее резко расширяется, уходит в пределы Вилюйской синеклизы и, повидимому, меняет простирание оси с меридионального на северо-восточное.

Кембрийские и силурийские породы, слагающие Березовско-Черендейский прогиб, на фоне общего закономерного погружения к центру образуют дополнительные более или менее широкие прогибы. Особенно это хорошо заметно по южной и восточной окраинам прогиба, по обнажениям вдоль р. Лены. Так, например, на правом берегу Лены против ст. Илюнской красноцветные отложения илюнской толщи вначале, около р. Б. Илюн, падают на ЮВ 118° ∠ 16°; несколько ниже по реке, между реками Б. и М. Илюн, они испытывают антиклинальный перегиб очень незначительной амплитуды, а затем еще ниже падают на ЮВ 150° ∠ 14°, постепенно выполаживаясь до углов падения в 6—5°. Ниже ст. Березовской на правом берегу Лены близ устья рч. Тарыннах падения пород все еще юго-восточные, хотя вверх по Тарыннаху наблюдаются падения уже строго на восток. В районе ст. Инняхской из-под красноцветной илюнской толщи на поверхность выходят породы известняково-песчаникового комплекса нижнего силура. Они здесь образуют очень пологий антиклинальный перегиб, простирающийся на СЗ 320—330°. На левом берегу Лены северо-западное окончание этого вала прослеживается вдоль долины р. Биллях почти до верхнего течения, где нижнесилурийские породы погружаются под верхнесилурийскую толщу.

---

[1] В пределах нашего района.

[2] Эти крутые падения наблюдаются вблизи Патомского нагорья.

Последняя в районе ст. Дельгейской еще раз пересекает р. Лену, выполняя небольшую пологую синклиналь. К востоку от ст. Дельгейской между реками Дельгей и Б. Сентях снова из-под красноцветов верхнего силура появляются нижнесилурийские отложения, в которых до ст. Кочегарской наблюдаются небольшие перегибы с менее закономерными простираниями и падениями; ниже Кочегарской залегание их почти горизонтальное, со слабым подъемом к востоку. Этот подъем уловим только благодаря появлению вниз по реке более древних горизонтов (верхоленской толщи), поднимающихся местами до абсолютных высот, на которых залегают покрывающие их породы.

Такие же волнообразные изгибы слоев имеются в прогибе южнее и юго-восточнее. Особенно часты они на р. Молбо и некоторых ее притоках; реже прослеживаются более слабые изгибы вдоль р. Чары (фиг. 23 и 24 см. вклейку между 24—25 стр.).

На р. Молбо наблюдается целая серия мелких смятий, хорошо прослеживаемых по породам верхнего кембрия, с углами падения на крыльях до 10°, реже до 15—25°. Смятия начинаются примерно от устья р. Б. Кулыдьмы и тянутся до западной границы района, причем густота изгибов и их амплитуда в этом направлении хотя и медленно, но закономерно увеличиваются. К северу, как уже отмечалось, степень смятия слоев постепенно ослабевает. В бассейне рек Черендея и Меличана залегание слоев можно считать практически горизонтальным, за исключением совсем незначительных изгибов в пределах одного слоя или небольшой пачки в породах, распространенных в низовьях рек Меличана и Бирюка. О сбросовых дислокациях на правобережной, приустьевой части последнего будет сказано ниже.

Описанные более или менее плавные перегибы слоев идут в прогибе не только в широтном направлении, но и в меридиональном (см. профили) — вдоль простирания оси; они характеризуются большей длиной волны. Следует отметить, однако, что на профилях допущены некоторые искажения, проистекающие из-за различного вертикального и горизонтального масштабов и неточностей передачи рельефа.

Структуры другого типа, чем описанный прогиб, наблюдались нами на юге района. Как показывают карта и профили, одни из них представляют вытянутые, быстро погружающиеся северными концами антиклинальные складки — Тас-Уряхская, Мало-Тутаханская и, возможно, Бугорская структура; другие, более короткие, типа брахискладок — сюда относятся горы Кенены, Эветас; наконец, третьи (например, Усть-Молбинская) по очертаниям и строению приближаются к куполам. Все они построены по одному плану. В ядрах всех без исключения поименованных складок выходят среднекембрийские карбонаты, причем почти всюду на поверхность выведены одни и те же горизонты, на крыльях — породы верхоленской свиты. Эти два комплекса дислоцированы обычно несколько различно, а на Усть-Молбинской структуре и несогласно. Различия эти состоят в следующем: в среднекембрийских породах углы падения иногда достигают 45—50° (Усть-Молбо, Маректа), чаще же бывают 15—25°, тогда как в покрывающих породах нижней пестроцветной свиты углов падений круче 15—20° не наблюдалось. Кроме того, карбонаты среднего кембрия всегда сильнее раздроблены, рассечены многочисленными трещинами и мелкими сбросами, сопровождающимися появлением зеркал скольжения. На крыльях отдельных структур в среднекембрийских породах наблюдается мелкая и частая гофрировка слоев, не получающая местами отображения в вышележащем комплексе. Наиболее наглядно это представлено в обнажении длиной около 10 км, ниже урочища Бес-Кель, на левом берегу Чары, где известняки среднего кембрия, выходящие против р. Атыржах, на протяжении 100—200 м образуют целую серию мелких складочек, падая то на СВ 40—50° под углами от 2—3° до 10—12°, то на ЮЗ 220—230° под теми же углами.

Описанные различия в степени дислоцированности пород того и другого комплекса вряд ли можно объяснить только различной компетентностью слоев среднего и верхнего кембрия, как это делают З. М. Старостина (1935), В. В. Домбровский (1940) и др., тем более, что ни в глинистых, ни в глинисто-гипсоносных прослоях верхоленской толщи, заключенных между известняковыми толщами среднего кембрия и нижнего силура, ни мелкой плойчатости, ни такой же гофрировки слоев нигде не наблюдалось. Последнее, несомненно, имело бы место в случае общей и всюду согласной дислоцированности обоих комплексов.

Складки Тас-Уряхская и Мало-Тутаханская весьма сходны по своим очертаниям. Они обе вытянуты почти в меридиональном направлении, слегка отклоняясь в сторону северо-западного румба. Их простирания ЮЮВ 170—175° — ССЗ 350—355°. К юго-юго-востоку они расширяются и, повидимому, за пределами планшета, вследствие общего подъема осей, сливаются в одну. К ним, вероятно, причленяется и вздутие известняков среднего кембрия, наблюдающееся на р. Чаре в районе рч. Бугор (Булкур). Таким образом, сравнительно резко очерченные в нашем районе эти складки к юго-востоку принимают расплывчатые формы и в районе сплошных выходов среднекембрийских пород, примерно на параллели пос. Копру, как это следует из литературных данных (Герасимов, 1905; Никитин, 1918; Павловский, 1933), имеют характер валоподобных структур. Этим обстоятельством совершенно ясно подчеркивается постепенное затухание складчатости с удалением от Витимо-Патомской горной страны на восток и юго-восток.

Описанные структуры находятся в южной окраине района близко к замыканию Березовско-Черендейского прогиба.

Брахискладки Эветас, Кенены и куполовидное поднятие Усть-Молбо, меньшие по размерам, чем предыдущие, выходят среди поля сплошного развития пестроцветной серии верхнего кембрия, залегающей практически горизонтально. Породы среднего кембрия, выведенные на поверхность в ядрах этих структур, с удалением от них быстро погружаются и уже вблизи оказываются уведенными на сравнительно большую глубину.

Складка Эветас р. Леной разрезается на две части. В южной из них наблюдается моноклинальное падение пластов на ЮЗ 265° ∠ 25°; толща известняков разбита несколькими сбросами (судя по зеркалам скольжения и ступенчатым очертаниям залесенных склонов). В северной части (известняки среднего кембрия выходят километрах в трех от русла реки) наблюдаются переклинальные падения и, повидимому, замыкание структуры (Зегебарт, 1936).

В складке Кенены обнажено почти только одно западно-юго-западное крыло. В противоположном крыле замеров сделать нельзя, так как здесь все скрыто под мощными каменистыми осыпями. О перегибе складки приходится судить по морфологии рельефа, снижающегося уступами к востоку. Хорошо обнаженной является только часть, выходящая на правом берегу р. Чары и по ее притоку Кенены, который прорезал себе ложе почти по своду структуры.

Куполовидное поднятие Усть-Молбо находится при впадении р. Молбо слева в р. Чару. Оно несколько удлинено в меридиональном направлении. Размеры по большей оси около 8—10 км, в поперечнике 3—5 км. Наиболее древними породами купола являются черные, сильно пахнущие $H_2S$, монолитные и толстослоистые известняки. Они обнажены лучше всего по правому и левому берегу Молбо непосредственно выше поселка одноименного названия, а также по левому притоку Молбо — по рч. Омунах. По подсчетам мощностей пород по всем обнажениям, общая видимая мощность их составляет не менее 100 м. Выше залегает прослой темносерых водорослевых известняков мощностью 3—5 м.

Их перекрывает пачка серых и светлосерых известняков, в которых выделяются следующие разности (снизу вверх):

1. Тонкоплитчатые серые известняки с хорошо выраженной слоистостью.
2. Брекчированные и брекчиевидные известняки; в первых в общую массу серых известняков включены темные, совершенно угловатые обломки окремнелых известняков; известняки брекчиевидные имеют однородный состав обломков и цемента и, видимо, представляют тип седиментационных брекчий.
3. Серые плитчатые известняки с темными полосами.

Общая мощность всех разностей около 55 м.

Непосредственного контакта с покрывающими слоями верхоленской толщи здесь нами не наблюдалось. Однако во всех более или менее удаленных выходах верхнекембрийских пород они залегают горизонтально, тогда как по описанным выше среднекембрийским породам были сделаны следующие замеры.

По левому берегу р. Чары выше устья Молбо: 1-й замер — падение на СВ ∠15—20°; 2-й замер несколько выше по реке, падение на запад 270° ∠ 18°; 3-й еще выше, падение СЗ 340° ∠ 23°; 4-й — в 1.5 км выше устья Молбо, падение сперва на ЮВ 140° ∠ 20°, затем и на ЮВ 110° ∠ 25°.

По р. Молбо, на правом берегу, несколько выше впадения рч. Омунах, нижние известняки падают у подошвы на ЮЗ 200° ∠ 18°; в кровле углы падения увеличиваются и доходят до 46° того же направления. По рч. Омунах в устьевой части направление падений меняется от ВСВ 80° до ЮВ 100° (но чаще ближе к широтному), углы падения варьируют в пределах 15—30°. По левому берегу р. Молбо, выше устья Омунах все слои падают на СЗ 275—295° ∠ 15—25°.

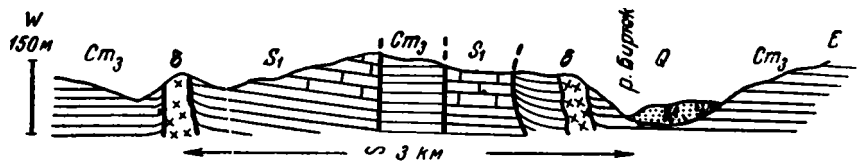
Таким образом, как показывают приведенные выше замеры, здесь намечается в среднекембрийских известняках периклинально замыкающаяся структура, повидимому, несогласно перекрытая породами верхоленской толщи.

К сожалению, как и в большинстве других случаев, плохая обнаженность, отсутствие ясных контактов с вышележащими породами, четвертичный покров, масштаб и характер съемки не позволили выяснить более точно контуры и размеры описанных структур. Поэтому и куполовидное поднятие Усть-Молбо намечено нами только в первом приближении.

Дизъюнктивные дислокации в пределах района не играют сколько-нибудь значительной роли.[1] Среди них мы наблюдали мелкие сбросы, упоминавшиеся выше при описании дислокаций пород среднекембрийского комплекса (они не поддаются картированию в этом масштабе), и сбросы более крупного порядка. Из последних один был прослежен на правом берегу р. Чары, на излучине против рч. Чарынках, а другие — на левом берегу Лены. В первом пункте по вертикальной плоскости сбрасывателя (простирание выяснить не удалось) в соприкосновение приведены верхи среднекембрийских известняков с низами пестроцветной верхоленской толщи. Амплитуда нарушения не более 10 м. Во втором — на левом берегу р. Лены, непосредственно выше устья р. Бирюк дислокации ранее были описаны Д. К. Зегебартом (1936), который на прилагаемых профилях трактовал их как дизъюнктивные

[1] Не исключено, однако, что некоторые из описанных нами локальных структур, со среднекембрийскими породами в их ядрах, нарушены и, может быть, сформированы в результате разрывных дислокаций более крупного масштаба. Но они нами непосредственно не прослежены.

взбросо-надвиговые нарушения, вследствие чего «красноцветные породы верхнего кембрия (горизонт $Cm_3^a$) перекрывают более молодые верхнекембрийские (нижнесилурийские.— *Н. З.* и *Н. П.*) породы (горизонт $Cm_3^b$)», причем «к зоне данного взбросо-надвига приурочены выходы кристаллических пород, которые в форме дайки секут красноцветные породы» (1936, стр. 250). В действительности здесь наблюдается несколько иная картина (фиг. 25). Если следовать вдоль левого берега р. Лены сверху вниз, то примерно в 3 км выше устья р. Бирюк мы встречаем среди красноцветов верхоленской свиты, залегающих практически горизонтально, первую секущую дайку габбро-диабазов. Она достигает 40—50 м мощности, простирается на СВ 25—30°, имеет почти вертикальные контакты с вмещающими породами. Ниже по реке видно, как на красноцветные породы верхнего кембрия налегают известняки

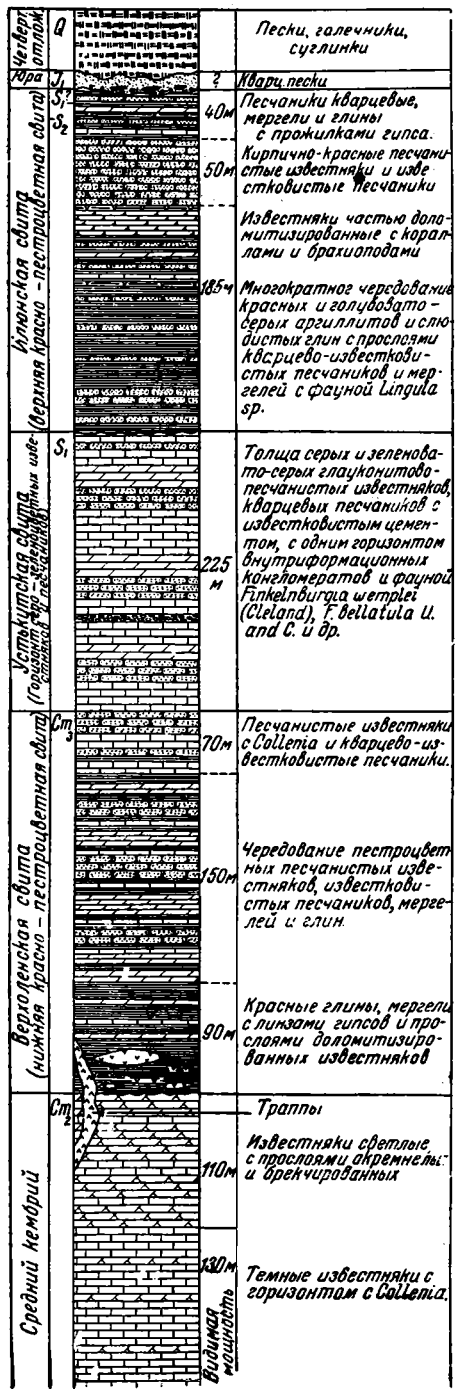



Фиг. 25. Схема дислокаций около устья р. Бирюк (вдоль левого берега р. Лены). Масштабы не выдержаны.

нижнего силура, падающие на ЮВ 120—140° ∠ 15—20°, в нижнем конце оборванные вертикальным сбросом, в результате которого в поднятой восточной части на один уровень с ними приведены подстилающие слои верхоленской толщи. К востоку от этого сброса проходит второй, вертикальный, причем здесь по отношению к приподнятой западной части оказывается опущенной восточная. Опять на один уровень приведены отмеченные выше два горизонта. Восточный конец этой опущенной части по крутому взбросу, падающему примерно к востоку под углом 80—85°, контактирует с почти горизонтально лежащими породами верхоленского комплекса, которые далее слагают все остальное пространство до р. Бирюк. Вверху плоскость сбрасывателя последнего взброса падает к западу, вследствие чего и создается впечатление надвигания нижележащих слоев на покрывающие. В 2.5—3 км выше устья р. Бирюк на правом его берегу описанные красноцветные породы верхнего кембрия секутся второй 40-метровой дайкой габбро-диабазов, также северо-восточного простирания и также круто контактирующей с окружающими толщами.

Таким образом, описанные дислокации сводятся в схеме к ступенчатому грабену с двумя дайками габбро-диабазов по бокам (фиг. 25), причем последние, очевидно, внедрились по готовым зонам разломов. Это предположение подтверждается тем, что габбро-диабазы почти не нарушают осадочной серии пород; с другой стороны, внедрение траппов по ослабленным зонам в других районах уже неоднократно отмечалось в литературе (Зверев, 1925; Соболев, 1936; Сенюков, 1938).

Из приведенного описания тектоники района вытекает, что дислокации, нарушившие горизонтальное залегание древнепалеозойских толщ, относятся к послесилурийскому времени, поскольку наиболее молодые из рассмотренных древнепалеозойских отложений — илюнские красноцветы — являются также нарушенными. О более поздних движениях, приходящихся на длительный континентальный промежуток времени (от силура до мезозоя), сказать ничего нельзя, так как осадки этого времени отсутствуют.



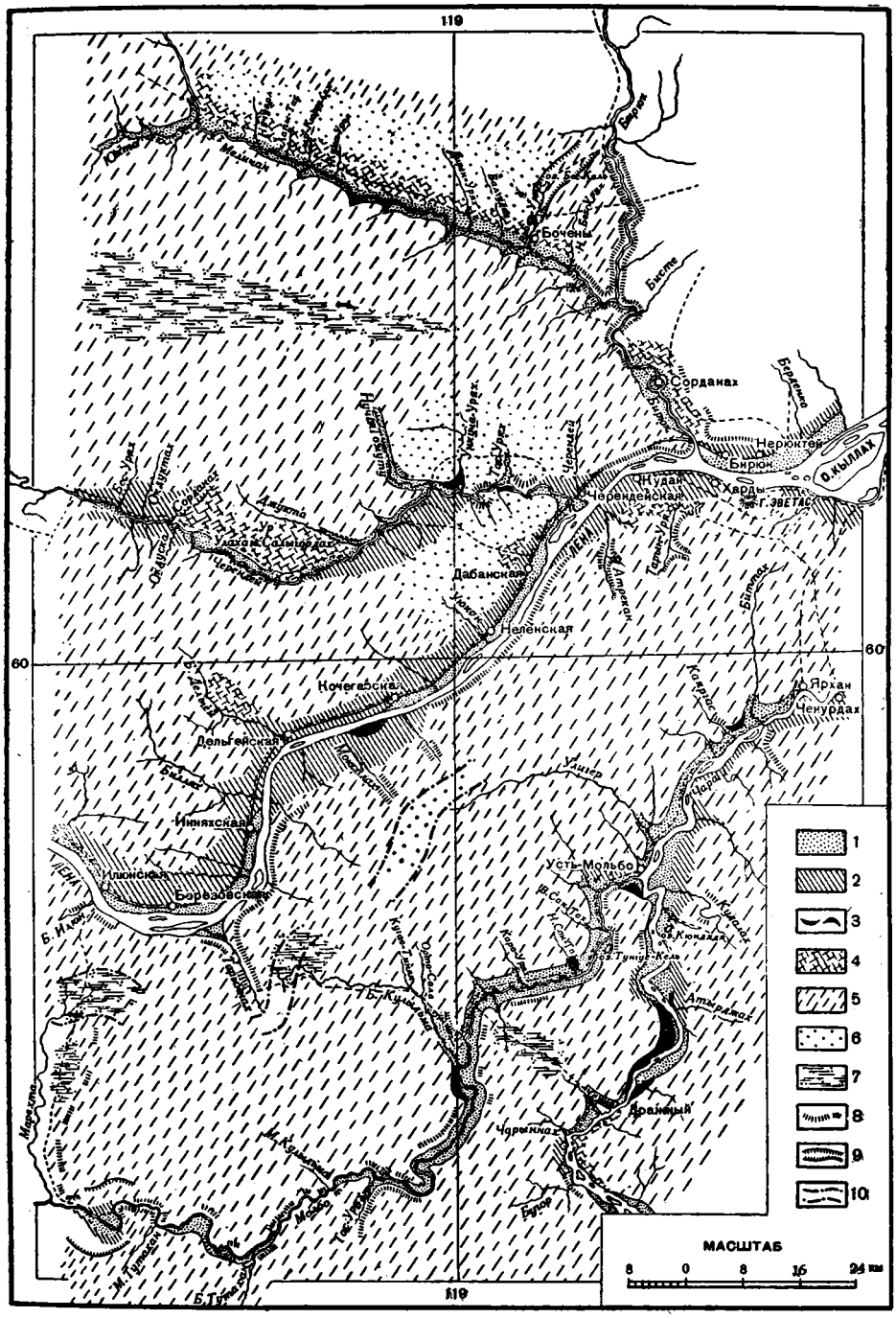

Фиг. 26. Сводная геологическая колонка района среднего течения р. Лены между станциями Березовская и Бирюк.

Интенсивность дислокаций и характер структур в различных частях исследованного района различны. На большей части этой территории структуры представлены в виде пологих прогибов и вздутий (поднятий), и только с приближением к Патомскому нагорью характер нарушений усложняется, появляются хорошо морфологически выраженные складки. Формирование и размещение последних именно в этой зоне стоят, несомненно, в связи с общим усилением дислокаций, проявившихся в области Патомского нагорья, которая в послеинжнекембрийское время хотя уже и не была геосинклиналью, но представляла более мобильный, по сравнению с остальной частью платформы, участок земной коры.

Процесс осадконакопления на исследованной территории в течение нижнего палеозоя, как и на всей платформе в целом, неоднократно прерывался. Особенно отчетливо выявляется при этом перерыв между средним и верхним кембрием.

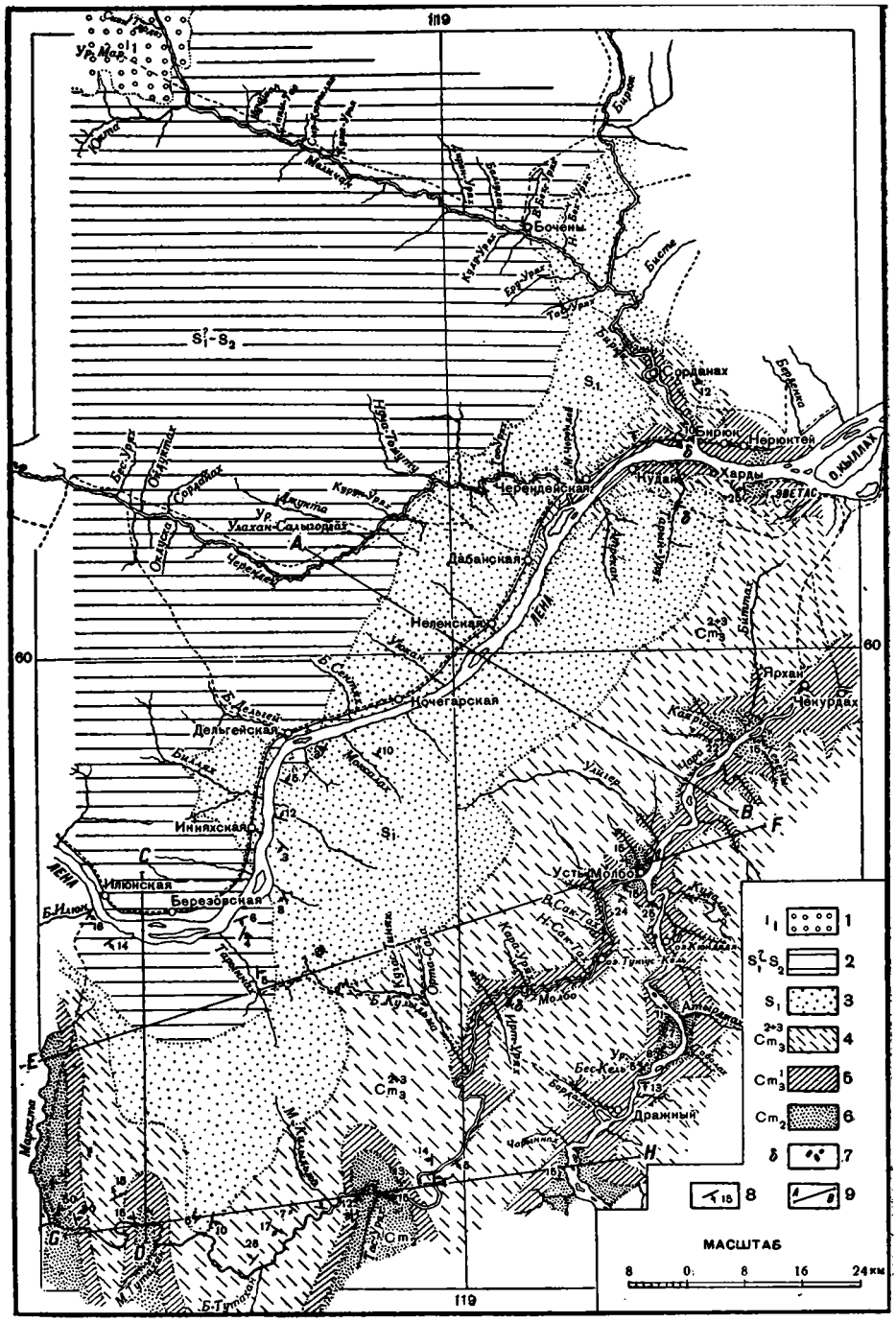
Уже давно В. А. Обручев (1892, 1935), и другие исследователи отмечали в отложениях Сибирской платформы на границе среднего и верхнего (верхоленская свита) кембрия существование углового несогласия и перерыва, оспаривавшиеся позднее рядом авторов (Арсеньев и Нечаева, 1942; Гурари, 1945; Домбровский, 1940; Зегебарт, 1935; Шарапов, 1938 и др.). Наши материалы подтверждают правильность высказанной В. А. Обручевым точки зрения.

Выше мы видели, что литологическая граница между средним и верхним кембрием всегда выражена резко; в некоторых местах, как, например, на р. Чаре, наблюдается срезание маломощных (3—5 м) прослоев известняков среднего кембрия вышележащими отложениями верхоленской свиты с образованием в основании последней брекчий-конгломератов. Далее, известняки среднего кембрия всегда интенсивнее кливажированы, чем породы вышележащих горизонтов.



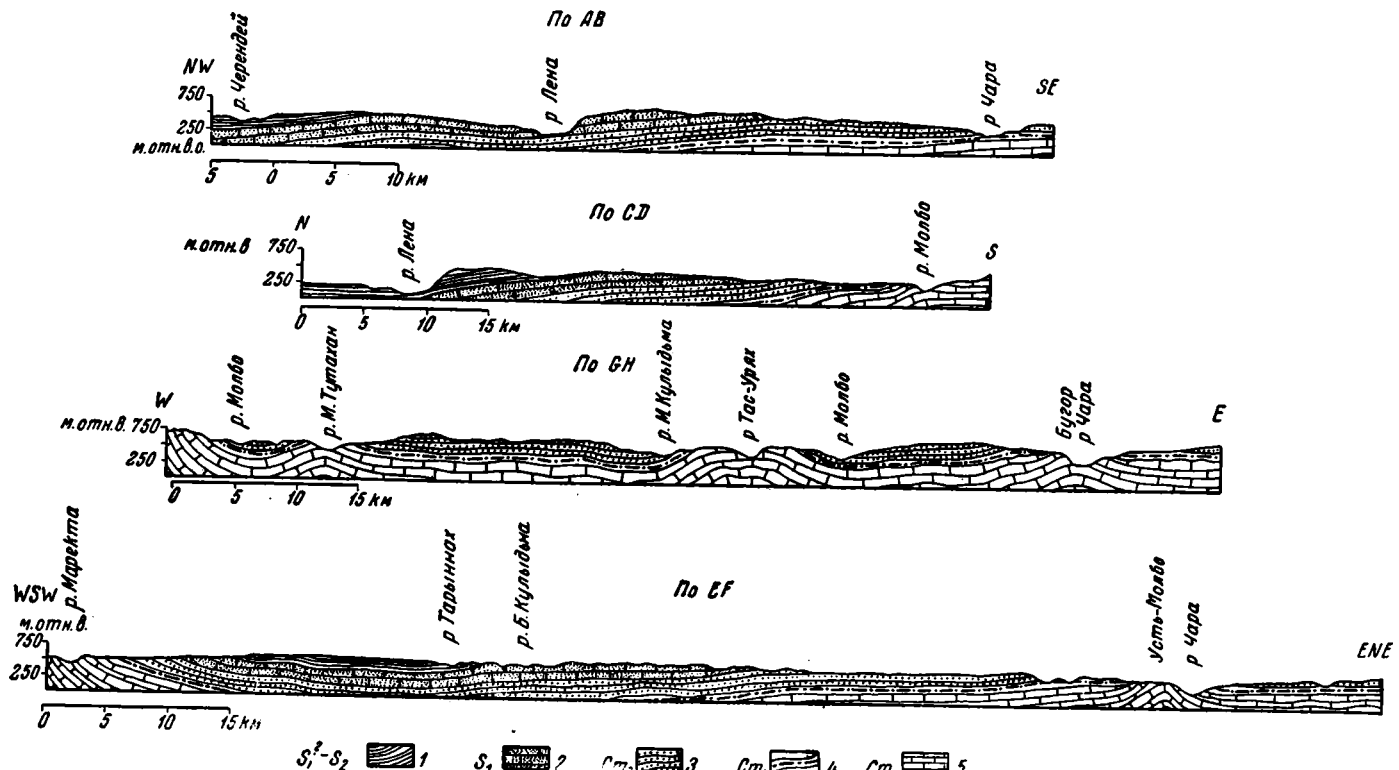

Фиг. 27. Схематическая геоморфологическая карта района среднего течения р. Лены между станциями Березовская и Бирюк. Составили Н. С. Зайцев, Н. В. Покровская, В. К. Лобанов и Ф. П. Харлов.

*1* — низкая терраса (высота 3—8 м), суглинки, супеси, галечники; *2* — средняя терраса (высота 12—20 м аккумулятивная; пески, галечники; *3* — структурные террасы, отвечающие по высоте средней; известняки и красноцветы; *4* — высокие террасы (высота 25—35 м) аккумулятивные; пески; *5* — поверхность древнего пенеплена; *6* — поверхность древнего пенеплена, покрытая песками; *7* — сильно заболоченные участки пенеплена; *8* — обрывы с каменистыми осыпями; *9* — древние долины; *10* — участки предположительных древних долин.




Фиг. 28. Геологическая карта района среднего течения р. Лены между станциями Березовская и Бирюк. Составили Н. С. Зайцев, Н. В. Покровская, В. К. Лобанов и Ф. П. Харлов.

*1* — угленосные отложения нижней юры; *2* — илюнская красноцветная свита; известковистые песчаники, аргиллиты; *3* — свита серо-зеленых известняков и песчаников с глауконитом и фауной; *4* — верхоленская свита; пестроцветные песчанистые известняки, мергели, глины, известковые песчаники; *5* — верхоленская свита; красные глины с гипсом; *6* — известняки и доломитизированные известняки; *7* — траппы; *8* — элементы залегания; *9* — линии профилей.




Фиг. 29. Схематические геологические профили к геологической карте.

1 — илюнская красноцветная свита; 2 — свита серо-зеленых известняков и песчаников; 3 — верхоленская свита: известняки, мергели, песчаники и пр.; 4 — верхоленская свита: красные глины с гипсом; 5 — известняки доломитизированные.

Наконец, существование углового несогласия между верхоленской свитой и средним кембрием на куполовидном поднятии Усть-Молбо и вероятность наличия такового в горах Эветас и Кенены наряду с другими фактами вполне убедительно подтверждают наличие поднятий перед отложением верхнекембрийских слоев. Эти поднятия, как известно, захватили обширную часть платформы и проявились в разных местах с различной степенью интенсивности.

Для Сибирской платформы в целом и сопредельных складчатых областей, а также для отдельных частей платформы уже было предложено несколько тектонических схем, причем исследованный нами район занимает на них различное структурное положение. В первоначальной схеме Н. С. Шатского (1932) он приходится на восточную часть восточной ветви Ленско-Енисейского кембро-силурийского поля. Расчленившие это «поле» на ряд структурных элементов Д. К. Зегебарт и З. М. Старостина (1935) показывают в области нашего района Чаро-Наманинскую глыбу, границы которой, по нашим данным, должны быть смещены к востоку.

На тектонической схеме Евразии, приведенной в сводке А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Меннера и др. (1937), здесь проходит древнепалеозойская (каледонская и более древняя) складчатость с поверхностным залеганием складчатого фундамента. В посмертном издании работы А. Д. Архангельского (1941) эта территория описана как входящая в районы с поверхностным залеганием древнепалеозойского складчатого фундамента.

Однако приведенный нами в работе материал со всей убедительностью показывает, что заснятая площадь целиком принадлежит к платформенной области с докембрийским (погруженным) складчатым основанием, со всеми специфическими чертами платформенных дислокаций в покрывающей фундамент толще. Генезис последних, согласно А. Д. Архангельскому (1940, 1941), Н. С. Шатскому (1932) и другим связан с дифференцированными движениями складчатого разновозрастного (по Н. С. Шатскому) фундамента. Именно этими движениями, повидимому, нужно объяснять происхождение многих описанных выше локальных хорошо очерченных структур, так резко выделяющихся на фоне более крупных пологих прогибов и поднятий. В строении некоторых из этих мелких структур, как, например, в куполовидном поднятии Усть-Молбо, не исключено участие соли, скрытой на глубине. Более или менее правильные очертания Усть-Молбинского поднятия, резкие дислокации, наличие слабо соленых родников, вытекающих из толщи пород среднего кембрия, вскрытых реками Чарой и Молбо, и, наконец, наличие соленосных фаций в породах нижнего кембрия соседних районов — делают вполне вероятным это предположение.

## ЛИТЕРАТУРА


Арсеньев А. А. и Нечаева Е. А. К стратиграфии кембрия Олекмо-Токкинского района (Якутская АССР). Изв. АН СССР, сер. геол., 1942, № 5—6.

Архангельский А. Д. К вопросу о строении русской платформы. Доклады АН СССР, 1940, 28, № 2.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостоптехиздат, М.— Л., 1941.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, М.— Л., 1937.

Бобин Е. С. Геологические исследования 1927 г. в бассейне среднего течения р. Вилюя. Изв. Геол. ком., 1930, 49, № 2.

Бобин Е. С. и Лермонтова Е. В. О древнепалеозойских движениях в восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, вып. 1.

Гапеева М. М. К вопросу о характере сочленения платформы и нагорья в Олекминско-Витимской горной стране. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 2.

Герасимов А. П. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1902 г. Геол. иссл. в золот. обл. Сибири. Ленский золотоносн. район, 1905, вып. 3.

Грибова Н. А. и Ситников С. П. Новые данные о возрасте и стратиграфии «ленских известняков» (р. Лена между гор. Усть-Кут и с. Нохтуйское). Доклады АН СССР, 1947, 55, № 2.

Гурари Ф. Г. К стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 4.

Гурари Ф. Г. О соленосности юго-востока Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 4.

Домбровский В. В. Геология Байкало-Патомского нагорья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., 1940, вып. 26.

Зегебарт Д. К. О геологическом исследовании палеозоя и мезозоя междуречья Лены, Нижней Тунгуски и Чоны. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 18 (2).

Зегебарт Д. К. К стратиграфии и тектонике древнего палеозоя и мезозоя правобережья р. Лены от устья р. Бирюк до устья р. Синей и притоков рек Наманы и Бирюка. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1936, 14 (3).

Зегебарт Д. К. и Старостина З. М. О геологической истории северо-восточной части Ленско-Енисейского поля и северной части Байкальской складчатой зоны. Пробл. сов. геол., 1935, № 3 и 4.

Ивенсон Ю. П. и Салун С. А. Стратиграфия и тектоника северо-восточной окраины Патомского нагорья. Очерки по геологии Сибири, 1950, вып. 15.

Катушенок И. И. Кембрий Лено-Байкальского водораздела. Инст. геол. наук АН СССР. Очерки по геологии Сибири, 1940, вып. 8.

Маслов В. П. К вопросу о стратиграфии кембро-силура в Восточной Сибири. Пробл. сов. геол., 1934, № 5.

Мейстер А. К. Геологические исследования по восточной окраине Ленского золотоносного района в 1907—1908 гг. Геол. иссл. в золот. обл. Сибири. Ленский золотоносн. район, 1914, вып. 10.

Мушкетов Д. И. Краткое предварительное описание маршрута по р. Лене от с. Витима до гор. Олекминска в 1903 г. Геол. иссл. в золот. обл. Сиб., Ленский золотоносн. район, 1907, вып. 4.

Никитин Д. В. Предварительный отчет о геологических исследованиях в верхней части бассейна р. Чары. Изв. Геол. ком., 1918, 37, № 1.

Обручев В. А. Древнепалеозойские осадочные породы долины р. Лены между станциями Качугской и Витимской. Записки Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. общ. по общей геогр., 1892, 2, вып. 1.

Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1. Докембрий и древний палеозой. Изд. АН СССР, М.— Л., 1935.

Павловский Е. В. Геологический очерк района верхней Чары. Тр. Всес. геол.-разв. объед., 1933, вып. 271.

Павловский Е. В. Краткий очерк геологической истории Западного Прибайкалья. Сб.: «Академику В. А. Обручеву», т. 1. Изд. АН СССР, М.— Л., 1938.

Павловский Е. В. и Цветков А. И. Материалы к петрографии траппов. Тр. Петр. инст. АН СССР, 1934, вып. 6.

Ржонсницкий А. Г. Западная часть Лено-Вилюйского междуречья по долине рек Пеледуя, Нюи, Чоны и Вакунайки. Отчет о состоянии и деятельности Геол. ком. за 1916 г., 475—85.

Ржонсницкий А. Г. Краткий отчет о геологических исследованиях в бассейнах Вилюя и Лены. Зап. мин. общ., 1918, ч. 51, вып. 1, 201—230.

Ржонсницкий А. Г. Геологические исследования в Вилюйском округе и в восточной части Лено-Вилюйского междуречья. Изв. Геол. ком., 1919, 37, № 1.

Ржонсницкий А. Г. О циклах эрозии Приленского края. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1928, 6 (2).

Ситников С. П. Колебательные движения северного склона Алданского массива в кембрийский период. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 3.

Старостина З. М. Геологическое строение северной окраины Патомского нагорья и прилежащей части Ленского пенеплена. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13 (3).

Чекановский А. Л. Дневник экспедиции по рекам Тунгуске, Оленеку и Лене в 1873—1875 гг. Зап. Русск. геогр. общ. по общ. геогр., 1896, **20**, вып. 1.

Черкесов В. Ю. Основной стратиграфической разрез района верхнего течения р. Лены. Изв. Всес. геол.-разв. объед., 1931, **50**, вып. 63.

Шарапов И. С. Солепроявления юго-восточной части Средне-Сибирской платформы. Тр. Вост.-Сиб. геол. треста, 1938, вып. 14.

Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1932, **10** (3—4).

Шатский Н. С. О синеклизах. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы. отд. геол., 1940, № 3—4.

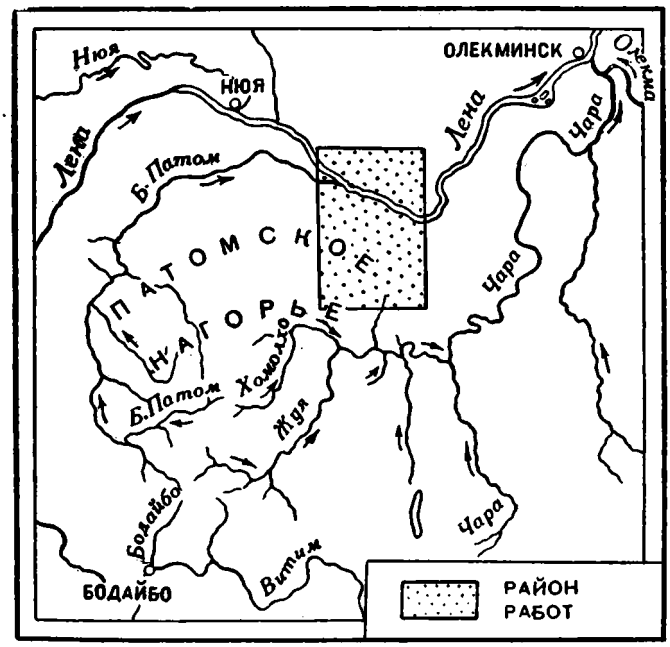
Toll E. Beiträge zur Kenntniss des Sibirischen Cambrium. 1. Зап. АН СССР, физ.-мат. отд., 1899, **8**, № 10.

Ю. П ИВЕНСЕН и С. А. САЛУН

# СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе излагаются новые данные, полученные при геологических исследованиях, проводившихся летом 1940 г. в северо-восточной части Иркутской области и в юго-западной части Олекминского района Якутской АССР (фиг. 1), с целью составления геологической карты в масштабе 1 : 1 000 000. В полевых работах принимали




Фиг. 1. Обзорная карта района работ Патомского отряда Восточно-Сибирской экспедиции ИГН АН СССР.

участие: начальник отряда П. М. Клевенский, геолог Ю. П. Ивенсен и студенты-дипломники МГРИ А. С. Гудков и С. А. Салун. В связи с переходом П. М. Клевенского на другую работу, камеральную обработку материалов произвели Ю. П. Ивенсен, С. А. Салун и А. С. Гудков. Определение нижнесилурийской фауны сделано Н. Г. Марковой.

## I. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

С середины XIX века Патомское нагорье начинает привлекать внимание геологов. В 1865 г. была опубликована сводка Таскина, ошибочные указания которого на широкое распространение магматических пород в бассейне М. Патома и в верховьях Молво[1] неоднократно повторялись другими авторами.

К 1876 г. относятся исследования А. Л. Чекановского (1876), давшего описание осадочных пород, развитых в долине р. Лены. С 1900 по 1908 г. изученный нами район был затронут работами Ленской геологической партии, возглавлявшейся В. А. Обручевым. В 1902—1903 гг. А. П. Герасимов совершил маршруты по М. Патому, Б. и М. Валюкте. П. И. Преображенский в 1903 г. спустился по Б. Патому на Лену и дошел до Мачи, а Д. И. Мушкетов пересек наш район во время маршрута из с. Витим в гор. Олекминск.

В 1907 г. почти весь исследованный нами район охватил своими маршрутами А. К. Мейстер. В 1908 г. маршруты Мейстера повторил А. А. Демин. В том же 1908 г. В. К. Котульский пошел по Орлокону и Джербедянке.

Ленской партией был опубликован ряд предварительных и полных отчетов (Герасимов, 1905, 1907; Демин, 1910; Мейстер, 1914; Преображенский, 1910). Наиболее обстоятельно наш район описан в работе А. К. Мейстера, появившейся в 1914 г. и во многом не утратившей своего значения до настоящего времени.

А. К. Мейстер дал сравнительно подробную петрографическую характеристику развитых в районе пород и отметил отсутствие резких различий между породами центральных частей нагорья и его периферии. Мейстер указал также, что эти породы в пределах нашего района смяты в складки северо-западного простирания, частично опрокинутые на северо-восток. Возраст пород М. Патома и Молво Мейстер условно определяет как докембрийский.

Сводка В. А. Обручева (1932), подводящая итоги работ Ленской партии, дает четкую схему стратиграфии, тектоники и геологической истории района. Метаморфизованные породы нагорья В. А. Обручев отнес к протерозою, расчленив его на две свиты. Верхняя, «зелено-красная» свита, слагающая периферическую зону нагорья от Витима до Жуи, в верховьях Жуи налегает, по его данным, на нижележащую «метаморфическую» свиту, имея в основании базальный конгломерат мощностью 0.75 м. Протерозойский возраст всей серии обосновывается наблюдениями Е. В. Павловского в районе озера Ничатка — река Сен (левый приток Чары).

В. А. Обручев выдвинул концепцию, согласно которой Витимо-Патомское нагорье представляет собой часть синклинальной зоны протерозоя, дугообразно обтекающей архейское ядро «древнего темени» и причленившейся к нему в эпоху протерозойской складчатости.

А. А. Борисяк (1923) и другие исследователи, напротив, полагают, что на месте Витимо-Патомского нагорья располагалась нижепалеозойская геосинклиналь. Мощные толщи осадков в этой геосинклинали образовались за счет сноса материалов с северо-запада, с территории Сибирской платформы. Возраст складчатости в пределах Витимо-Патомского нагорья определяется как каледонский. По мнению этих исследователей, юго-западная часть нашего района представляет собой крупный синклинорий северо-восточного простирания, заключенный между двумя антиклинориями, в ядрах которых обнажаются докембрийские породы.

Критическое сопоставление обеих концепций дано в работе Н. С. Шатского (1932). По мнению этого автора, район Патомского нагорья входит в Байкальскую складчатую зону, представляющую собой геосинкли-

[1] На некоторых картах и у местного населения часто эта река называется Молбо.

нальную область, более молодую, чем Алданская плита. Н. С. Шатский отмечает различие в фациях нижнепалеозойских отложений периферии Байкальской складчатой зоны и Алданской плиты (в первом случае представлены более глубоководные фации с существенным содержанием кластических осадков, почти отсутствующих в нижнем палеозое Алданской плиты). Возраст Байкальской складчатости Н. С. Шатский относит к самому концу протерозоя или к первой половине кембрия. По Н. С. Шатскому, наш район и смежные территории представляют собой серию складчатых дуг, обращенных выпуклостью на север, крутых в северной части района и постепенно выполаживающихся к югу.

Взгляды Н. С. Шатского нашли отражение в работах Д. К. Зегебарта и З. М. Старостиной (1935). З. М. Старостина (1935), изучавшая непосредственно интересующий нас район, впервые дает для него стратиграфическое расчленение слабо метаморфизованных пород нагорья. Для низовий Б. и М. Патома она приводит следующий разрез (снизу вверх):

Przcm ... Светлые кварциты с прослоями темных известняков. Мощность 700 м.

$Cm_1^a$ ... Конгломераты с валунами кристаллических и метаморфических пород. Мощность 1200—1500 м.

$Cm_1^b$ ... Черные пахучие известняки, иногда оолитовые, в некоторых разрезах замещающиеся известково-глинистыми сланцами или мергелистыми глинами. Мощность 350—400 м.

$Cm_1^c$ ... Кварциты (не везде). Мощность 150—160 м. Известняки, внизу песчанистые, пестроцветные, переходящие в известково-глинистые сланцы, в верхней части серо-зеленые, часто оолитовые, стилолитовые, с редкими прослоями цветных известняков. Мощность 700—750 м.

$Cm_1^d$ ... Кварциты сливные. Мощность 350 м. Черные пахучие известняки, часто оолитовые, иногда замещающиеся мергелистыми глинами. Мощность 350 м.

$Cm_1^e$ ... Пестроцветные известняки, мергели и глины с псевдоморфозами кубической формы. Мощность 150 м.

$Cm_2$ ... Толща известняков, внизу плитчатых, с прослоями пестрых пород, выше массивных, пахучих, иногда с прослоями мергелей. Мощность 900 м.

Учитывая неточности, возникшие в результате наблюдения разреза в изоклинальных складках при маршрутном характере исследований, все же следует признать этот разрез весьма близким к действительности.

З. М. Старостина подчеркивает полное согласие в залегании всех выделенных комплексов, при наличии интенсивной складчатости.

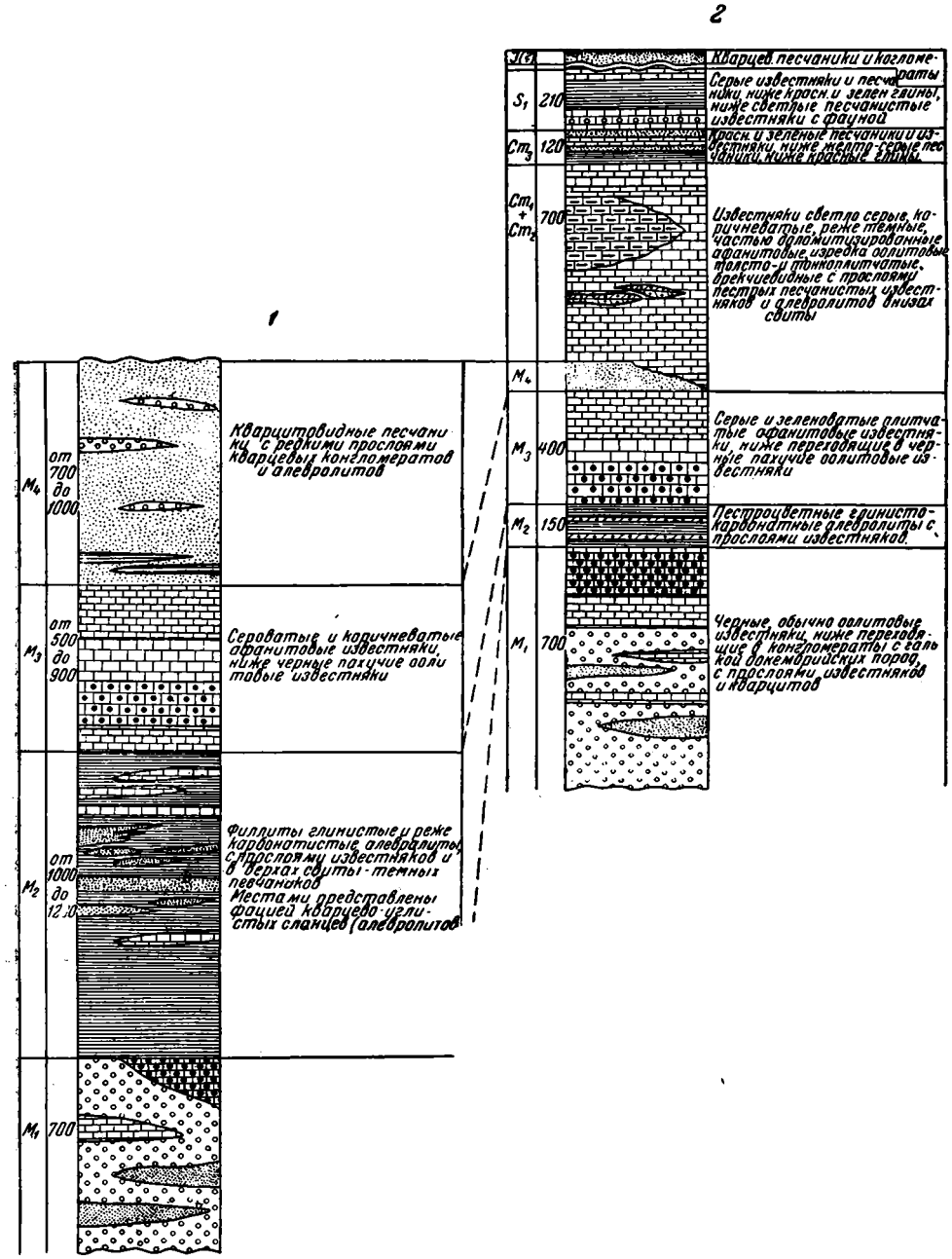
В. В. Домбровский (1940), используя данные З. М. Старостиной, истолковывает Байкало-Патомское нагорье как каледонский антиклинорий с археем и протерозоем в ядре.

В 1944 г. Н. А. Грибова (Грибова и Ситников, 1947) в известняках около с. Нохтуйское обнаружила фауну верхов нижнего кембрия.

Оригинальные, хотя и спорные представления о стратиграфии Патомского нагорья и смежных частей Сибирской платформы, а также о характере сочленения нагорья и платформы изложены в опубликованной недавно работе М. М. Гапеевой (1946). Приведенная ею схема стратиграфии не соответствует данным, полученным при наших исследованиях.

## II. СТРАТИГРАФИЯ

На территории исследованного района развиты слабо метаморфизованные осадочные породы неизвестного возраста («патомский комплекс»), а также нормальные осадочные породы нижнего, среднего и верхнего кембрия, нижнего силура и юры (?) (фиг. 2).




Фиг. 2. Сводные стратиграфические колонки северо-восточной окраины Патомского нагорья.

*1* — Малый Патом; Джербедянка и верхнее течение р. Молво; *2* — Лена от Каменской до Березовой; низовья Б. Патома и среднее течение р. Молво.

## Патомский комплекс (М)

В основании изученного разреза залегают слабо метаморфизованные терригенные и карбонатные отложения геосинклинального типа, выделенные З. М. Старостиной (1935) под наименованием патомского комплекса. Эти отложения слагают до 60% изученной площади в западной и юго-западной частях района, занимая по левобережью Лены низовья бассейна Б. Патома, весь бассейн М. Патома, верховья Оноктаха и верхнее течение Молво. По правобережью Лены патомский комплекс занимает бассейны рек Шумихи, В. Каменки, Половинки и нижнего течения рек Н. Каменки и Безымянного ключа. Граница патомского комплекса с платформенными отложениями нижнего и среднего кембрия проходит в северо-северо-западном направлении.

Патомский комплекс распадается на четыре отдела, из которых три верхних распространены по всей юго-западной части района в виде чередующихся параллельных полос северо-западного и северо-северо-западного простирания. Нижний отдел занимает северо-западную часть района, образуя широкую полосу северо-северо-восточного, почти меридионального простирания.

Первый (нижний) отдел патомского комплекса ($M_1$) представлен преобладающими крупногалечными конгломератами с подчиненными прослоями песчаников и известняков. В верхах отдела появляются конгломераты с известковистым цементом, переходящие кверху в черные конгломератовидные и оолитовые известняки.

Конгломераты содержат гальку различной величины, иногда до 0.5 м в диаметре, преимущественно гнейсового состава.

Породы нижнего отдела ($M_1$) отмечены в верховьях Орлокона (левый приток М. Патома) и Кутукана, в нижнем течении Б. Патома и Джербедянки, на правом берегу Лены против дер. Жедойской и на левобережье Лены по речкам Шимихе, В. Каменке и по тропе, идущей из дер. Каменской на Вилюй. Ширина полосы, занятой породами этого отдела, достигает на участке Джербедянки — Б. Патома 25 км, на левобережье Лены сначала уменьшается до 9 км, а севернее снова увеличивается.

Нижний контакт конгломератовой толщи в пределах исследованного района не обнажен, поэтому может быть определена только видимая ее мощность, превышающая 1000 м. Значительная мощность конгломератов и состав гальки позволяют предполагать, что описываемую толщу следует рассматривать как базальный отдел патомского комплекса.

Наиболее распространенный тип конгломератов, хорошо обнаженный по Б. Патому и В. Каменке, легко опознается по резкой разнице в окраске между черным цементом и светлыми, желтовато- и розовато-белыми гнейсовыми и кварцевыми гальками. Размер галек варьирует от нескольких миллиметров до 0.5 м в поперечнике. В меньшем количестве присутствуют гальки черных оолитовых известняков, образующих прослои в толще конгломератов, и темных кварцитовидных песчаников, также переслаивающихся с конгломератами.

Среди галек преобладают альбитово-кварцевые гнейсы — светлые или зеленоватые, массивные, крупнозернистые, с полосчатой текстурой, сложенные кварцем, альбитом и слюдой. Альбит образует иногда очень крупные зерна, которые прорезаны линзовидными зернами кварца с резким облачным угасанием. Наблюдаются прожилковидные агрегаты зерен чистого облачно-угасающего кварца, расположенные среди количественно преобладающих неправильных зерен альбита. Кварцевая галька представлена молочно-белым, сливным, реже прозрачным, с жирным блеском, кварцем гидротермальных жил. Крупные гальки окатаны плохо, мелкие часто обладают правильной эллипсоидальной формой. Общее количество гальки невелико. Оно значительно уступает количеству цемента.

Черный плотный цемент представляет собой глинистый песчаник, неравномернозернистый, слабо метаморфизованный. Состав его идентичен составу песчаников (от зеленовато-серых до черных), переслаивающихся с конгломератами, причем мощность отдельных пачек песчаника достигает 200 м. Следует отметить, что песчаники всегда связаны с конгломератом постепенным переходом.

В состав песчаника (равно как и в состав цемента конгломератов) наряду с крупными, хорошо окатанными зернами входят также остроугольные мелкие и средние зерна. Материал зерен на 60—70% кварцевый, на 30—40% полевошпатовый. Цемент глинистый, базального типа, обычно целиком превращенный в тонкий агрегат зерен хлорита. Крупные зерна представлены:

1) гнейсом, состоящим из калиевого полевого шпата и кварца, с роговиковой структурой;

2) гнейсом альбитово-кварцевым (описанным выше);

3) катаклазированным гидротермальным кварцем;

4) известняком, содержащим новообразования полевого шпата.

Слоистость конгломератов большей частью грубая. Наблюдаются пласты в 4—5 м. Местами конгломераты разбиты довольно частыми (с интервалами в 2—3 м) трещинами кливажа, секущими также гальки.

Известняки, переслаивающиеся с конгломератами и покрывающие их, обладают темной, почти черной окраской; иногда они конгломератовидны и, большей частью, обладают оолитовым строением. В некоторых разностях средний размер оолитов достигает 6—8 мм. Часто известняки целиком перекристаллизованы и сложены весьма крупнозернистым кальцитом. Под микроскопом для них характерны лоскутообразные очертания зерен кальцита и обилие новообразованных зерен кварца и полевого шпата. Широко распространенные тонкие включения черного органического вещества придают кальциту в шлифе своеобразную коричневатую окраску.

Породы свиты $M_1$ интенсивно дислоцированы и почти на всей площади выходов прорваны мелкими и крупными телами диабазов.

Данная толща помещается нами в основание стратиграфической колонки по результатам изучения разрезов, наблюдаемых по р. В. Каменке и по обеим берегам Лены ниже Жедойской. В обоих разрезах отчетливо устанавливается согласное перекрывание толщи $M_1$ вышележащими алевролитами и известняками.

Второй отдел патомского комплекса ($M_2$) представлен филлитовидными и глинистыми сланцами и глинистыми и известковистыми алевролитами с подчиненными прослоями известняков и песчаников, преимущественно в верхах отдела. Для всей толщи пород, слагающих этот отдел, характерна смена фаций при движении с юго-запада на северо-восток и значительное уменьшение мощности в том же направлении. Мощность толщи в юго-западной части района, в верховьях М. Патома, Б. Валюкты и Молво, достигает 1000—1200 м, в некоторых случаях, повидимому, даже превышает эту цифру. В то же время пестроцветные алевролиты и известняки, выходящие в долине Лены, обладают мощностью всего лишь 150—200 м.

Породы данного отдела развиты на всей площади, занятой отложениями патомского комплекса, располагаясь в виде полос, вытянутых в северо-западном направлении и чередующихся с полосами пород двух вышележащих отделов патомского комплекса. Ширина полос, слагаемых породами описываемого отдела, постепенно уменьшается в северо-восточном направлении. В юго-западной части района, в пределах верхнего течения М. Патома, примерно до устья Б. Валюкты и верховий Молво, породы отдела представлены литологически выдержанным комплексом, которому можно дать нижеследующую общую характеристику.

Филлиты и филлитовидные глинистые сланцы представляют собой темнозеленоватые, зеленовато-, аспидно- или серебристо-серые породы, плотные, обычно тонкоплитчатые, интенсивно разбитые кливажем. На плоскостях сланцеватости они обладают характерным шелковистым блеском.

Первичная слоистость обычно отмечается в виде тонких полосок более светлого и более темного оттенка данного цвета. Среди филлитов легко различимы прослои алевролитов, среди алевролитов — прослои и линзы тонкозернистых песчаников.

Кластический кварцевый материал и карбонатное вещество распределены в этих породах неравномерно. Последнее чаще целиком отсутствует, местами же примешивается в незначительных количествах. В ряде случаев карбонаты целиком вытесняют глинистое вещество, в результате чего получаются известковистые алевролиты, связанные постепенными переходами с чистыми известняками.

В составе филлитовидных сланцев преобладает глинистое вещество, среди которого рассеяны мелкие зерна карбоната, весьма редкие мелкие зерна кварца и полевого шпата и более крупные порфиробласты оттрелита. Отдельные прослои обогащаются кварцем, создавая переходы от филлитовидных сланцев к типичным алевролитам. Кроме того, к перечисленным минералам в тех или иных количествах примешиваются чешуйки хлорита и бесцветной слюды.

Вблизи контактов с прорывающими свиту габбро-диабазами иногда наблюдается некоторое усиление метаморфизма пород. Появляются слюдистые филлиты, слюдисто-цоизитовые сланцы и т. д. Мощность приконтактовых зон очень незначительна — не превышает нескольких метров.

Алевролиты сохраняют все особенности минералогического состава филлитовидных сланцев и отличаются от них только высоким содержанием мельчайших зерен кластического кварца. В алевролитах всегда в заметном количестве присутствует хлорит, бесцветная слюда и оттрелит.

Филлиты и алевролиты интенсивно разбиты кливажем, который обычно сечет слоистость под углом 20—30° (иногда величина угла достигает 45°). При этом почти повсеместно развиты две системы трещин кливажа, из которых одна выражена слабее и иногда совпадает с первичной слоистостью пород. Таким образом, получается своеобразная брусчатая отдельность сланцев и алевролитов: породы распадаются на удлиненные бруски с ромбической формой поперечного сечения. Кроме того, в сланцах и алевролитах развивается грубая «пластовая» отдельность, которая, однако, совсем не совпадает с ориентировкой действительного напластования пород.

Сланцы и алевролиты очень часто пиритизированы и пересечены кварцевыми или кварцево-карбонатными прожилками, количество которых возрастает в зонах экзоконтакта габбро-диабазов. Однако тела габбро-диабазов также секутся кварцем.

Прослои песчаников и известняков развиты преимущественно в верхах описываемой толщи. Известняки представлены черными оолитовыми или плотными, с искристым блеском, разностями. Оолитовые известняки всегда перекристаллизованы. Концентрически зональные оолиты обычно включают зерна обломочного кварца и часто — зерна вторичного кварца. Иногда в этих известняках наблюдаются идиоморфные зерна вторичного полевого шпата. Плотные известняки содержат кластический кварц; отдельные прослои в них обогащены серицитом.

Песчаники образуют среди алевритово-сланцевой толщи прослои и линзы самой разнообразной мощности — от сантиметровых и даже миллиметровых до пластов, мощность которых измеряется десятками метров. Для песчаников характерны темные окраски, от углисто-черной до темной серо-зеленоватой или зеленовато-бурой. Светлые окраски наблюдаются значительно реже.

В составе песчаников преобладают окатанные и угловатые зерна кварца, в меньшем количестве калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Акцессорные минералы представлены апатитом и эпидотом. Довольно часто песчаники пиритизированы. Цемент в одних разностях карбонатный, базального типа, в других — крустификационный, состоящий из мельчайших зерен кварца и хлорита, иногда с примесью глинистого вещества.

Среди пород алевритово-сланцевой толщи юго-западной зоны появляются также прослои углистых алевролитов или филлитов, содержащих в значительном количестве пылевидное черное углистое вещество.

К северо-востоку, в пределах следующей фациальной зоны прослои углистых алевролитов содержатся в большем количестве. Песчаники в этой зоне переходят в кварцитовидные песчаники и в кварциты, обладая кварцевым цементом нарастания.

Полоса алевролитов, вытянутая от р. Молво через верховья Курочана на М. Патом к устью Ковали и Орлокона, характеризуется широким развитием пачек углистых алевролитов, придающих специфический облик всей толще.

В отдельных прослоях в значительных количествах скапливается тончайшее углистое вещество, но эти углистые прослои обычно чередуются с прослоями нормальных глинистых или карбонатных алевролитов. Часто наблюдается переслаивание углистых сланцев с маломощными пластами черных углистых известняков.

Для описываемой полосы алевролитов характерно, кроме того, преобладание известковистых алевролитов над глинистыми. Известковистые разности, окрашенные в различные оттенки зеленовато-серого цвета, переслаиваются с углистыми алевролитами.

Известняки представлены тонкозернистыми разностями, но иногда обнаруживают оолитовое строение и окварцевание.

Песчаники характеризуются темносерой окраской. Среди них наиболее типичны песчаники с комбинированным цементом, то кварцево-хлоритовым, то карбонатным, со значительным содержанием углистого вещества. Реже встречаются кварцитовидные разности, содержащие до 20% полевых шпатов, с кварцевым цементом нарастания.

В следующей полосе алевролитов, прослеженной от верховий Оноктаха через Курочан и Канскую дорогу у 1-го зимовья до М. Патома, литологический характер всей толщи значительно меняется. Здесь преобладают зеленовато-серые, шоколадные, кирпично-красные или оранжевые, тонкоплитчатые или грубополосчатые алевролиты, переслаивающиеся с темносерыми тонкослоистыми, иногда плитчатыми известняками. Реже встречаются прослои черных перекристаллизованных пахучих известняков. Количество песчаных прослоев уменьшается.

Алевролиты представлены как глинистыми, так и известковистыми разностями. Последние состоят из тонкозернистого карбонатного агрегата. Глинистые алевролиты содержат мельчайшие остроугольные зерна кварца, полевого шпата и многочисленные листки бесцветной слюды, ориентированной строго по слоистости.

В полосе алевролитов, прослеженной из верховий Оноктаха (немного выше разветвления) через Курочан (ниже разветвления), Кан, М. Патом (вблизи устья Кана), затем через Кутукан на левый берег Лены (у Жедойской) и дальше в верховья В. Каменки, развиты аналогичные породы. Среди алевролитов отмечены черные, зеленые и красные разности. Типичны прослои черных крупнокристаллических пахучих известняков и линзы серых кварцитовидных песчаников, содержащих иногда мелкую кварцевую галечку.

В обнажениях по р. Кутукан встречены алевролиты, в которых развиваются довольно крупные включения полевого шпата с идиобласти-

ческими прямоугольными очертаниями. Полевой шпат почти полностью хлоритизирован.

Крайняя северо-восточная полоса алевролитов прослежена от нижнего течения Курочана через Канскую дорогу (долина кл. Теплого), далее вдоль правого склона долины М. Патома на левый берег Лены и к нижнему течению Н. Каменки. Алевролиты этой полосы обладают шоколадной, зеленой, голубовато-зеленоватой, желтой или красной окраской с подчиненными пачками темнозеленого цвета. Обычно алевролиты тонкослоисты, реже грубо-полосчаты. В них заключены прослои и линзы тонкослоистых, иногда брекчиевидных, зеленоватых, желтоватых и красноватых известняков, часто мергелистых и песчанистых. Переслаивание алевролитов с известняками местами довольно частое.

Встречаются линзовидные пласты (мощностью 1—2 м) грубозернистых песчаников, переходящих местами в конгломератовидные, с кварцевой галечкой.

Таким образом, второй отдел патомского комплекса представлен тремя фациями:

1) фацией филлитовидных сланцев и алевролитов, с прослоями песчаников и известняков, развитой в юго-западной части района;

2) фацией углистых и карбонатистых алевролитов с прослоями песчаников и известняков, развитой в центральной части района;

3) фацией пестроцветных алевролитов с прослоями известняков и редкими прослоями песчаников, развитой на северо-восточной окраине площади распространения описываемой толщи.

Эта последняя фация, повидимому, литологически соответствует «зелено-красной» свите В. А. Обручева на р. Жуе; в то же время первая фация может представлять собой аналог «метаморфической» свиты р. Жуи (Обручев, 1932).

Поскольку в пределах изученного района все три фации, последовательно сменяя друг друга с юго-запада на северо-восток, каждый раз выходят из-под известняков вышележащей толщи $M_3$, сохраняющих на всей территории значительно большее постоянство и обладающих рядом типичных особенностей, мы считаем, что эти комплексы пород нельзя рассматривать как стратиграфически самостоятельные свиты.

Третий отдел патомского комплекса ($M_3$) сложен почти целиком известняками с незначительными по мощности прослоями песчаников и алевролитов, встречающихся преимущественно в низах и в верхах отдела.

Отдел достаточно отчетливо расчленяется на две свиты: нижнюю, сложенную преимущественно черными пахучими оолитовыми известняками, и верхнюю, состоящую из кофейно-серых, коричневатых тонкозернистых известняков. При прослеживании этих свит с юго-запада на северо-восток, так же как и для отдела $M_2$, намечается некоторое уменьшение мощности, но значительно меньшего масштаба. В юго-западной части района общая мощность отдела $M_3$ колеблется в пределах 600—900 м, а в северо-восточной части — не превышает 400 м.

Известняки нижней свиты в юго-западной части района представлены чаще всего черными массивными оолитовыми разностями, заметно перекристаллизованными, с искристым блеском в свежем изломе. Слоистость, иногда довольно тонкая, различима только на выветрелой поверхности, и то не всегда. Описанные разности переслаиваются с явнослоистыми темносерыми известняками, в которых выделяются более светло- и темноокрашенные прослои. Наряду с такими разновидностями известняков, оолитовое строение которых устанавливается только под микроскопом, распространены также черные известняки с размерами оолитов 0.3—0.5 см.

Количественные соотношения оолитов и цемента, а также величина оолитов колеблются в широких пределах. Иногда оолиты достигают

величины лесного ореха. Встречаются оолиты черные, иногда с белым кальцитом в ядре, или целиком белые, иногда с различимым уже невооруженным глазом концентрически-зональным строением, очень редко буровато-красные, повидимому сидеритовые.

Как в цементе известняков, так и в оолитах уже макроскопически часто бывают различимы идиоморфные зерна новообразовавшегося водяно-прозрачного кварца.

Известняки верхней свиты в юго-западной части района представлены плотными, чрезвычайно тонкозернистыми разностями кофейно-серого, темносерого, иногда зеленоватого или шоколадно-серого цвета. На выветрелой поверхности почти всегда обнаруживается тонкая слоистость.

В верхнем и среднем течении р. Молво известняки обеих свит часто образуют весьма типичные и очень живописные столбообразные утесы, вытянутые цепочкой вдоль определенного гипсометрического уровня.

В северо-восточной части района, в низовьях М. Патома и на Лене, облик обеих свит несколько меняется. Типичными представителями нижней свиты оказываются черные крупнокристаллические известняки, издающие при ударе сильнейший запах сероводорода. Эти крупнозернистые (величина зерен иногда измеряется сантиметрами) известняки образуют пласты, мощностью от 5 до 20 м, иногда многократно переслоенные с более мелкозернистыми известняками такого же типа, а также с плотными черными и с оолитовыми известняками.

Известняки верхней свиты в этой части района обладают светлосерой, иногда зеленовато- или розовато-серой окраской. Для них характерно частое переслаивание разнообразных разновидностей, то тонкослоистых, то плитчатых, то грубоплитчатых, то плотных матовых, то явно-оолитовых.

На левом берегу Лены, между р. Н. Каменской и ключом Безымянным (ниже с. Никольского), в верхах свиты наблюдается маркирующий водорослевый горизонт. Этот же горизонт обнажается на Б. Патоме, несколько выше устья Джербедянки, где З. М. Старостиной (1935) были собраны водоросли, определенные В. П. Масловым как *Collenia baicalica* Masl.

Под микроскопом описываемые известняки обнаруживают большое разнообразие структур, которые повторяются в различных стратиграфических горизонтах данного отдела.

Наиболее характерными являются оолитовые известняки, в которых многочисленные оолиты радиально-лучистой или концентрически-зональной структуры, коричневато-бурые или почти черные, цементируются чистым бесцветным среднезернистым кальцитом. Довольно часто наблюдается и обратное соотношение, когда оолиты сложены бесцветным кальцитом, а цемент — весьма тонкозернистым бурым агрегатом карбоната.

Встречены также конгломератовидные разности, состоящие из округлых галек оолитового слегка песчанистого известняка, сцементированных карбонатно-песчанистым материалом, содержащим до 65% кварца. Общий объем цемента в породе составляет около 40%.

Известняки верхней свиты обычно весьма тонкозернисты, состоят из буроватого кальцитового агрегата с примесью мелких зернышек кварца, полевого шпата, листков бесцветной слюды и аморфных скоплений черного или бурого, повидимому органического вещества.

Наряду с плотными известняками встречаются брекчиевидные разности, сложенные обломками коричневато-серого плотного известняка, сцементированного белым сахаровидным карбонатом.

Почти все описанные разности известняков включают местами песчанистые прослои. Содержание окатанных или угловатых зерен кварца в таких прослоях иногда достигает 50% от общего объема породы. Наряду с кварцем в значительном количестве встречаются хлорит и бесцветная слюда.

В северо-восточной части района в серых известняках (верхняя свита) встречаются прослои с кремневыми конкрециями коричневато-черного цвета. Местами наблюдаются различные стадии окремнения известняка. Обычно окремнелые известняки обнаруживают следы значительного катаклаза.

Алевролиты, образующие прослои среди известняков, почти не отличаются от алевролитов $M_2$. Обломочный материал, представленный кварцем и полевым шпатом, цементируется карбонатным или глинистым веществом. Местами значительное развитие в алевролитах получают хлорит и бесцветная слюда, а в юго-западной части района алевролиты содержат оттрелит.

Три образца известняков были проанализированы в Центральной химической лаборатории Института геологических наук АН СССР (табл. 1).

Таблица 1

**Химический состав известняков патомского комплекса (третий отдел) (в %)**

| № п/п | MgO | CaO | $R_2O_3$ | Нераств. ост. | Потеря при прокаливан. | Сумма | Характеристика |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 520 | 0.49 | 53.40 | 0.08 | 3.61 | 42.24 | 99.82 | Черный мелкозернистый оолитовый известняк |
| 522 | 1.88 | 49.59 | 1.82 | 6.03 | 40.49 | 99.81 | Шоколадно-серый известняк, весьма тонкозернистый, слегка окремнелый |
| 255 | 0.56 | 50.57 | 0.82 | 6.92 | 40.68 | 99.56 | Черный тонкозернистый искристый известняк (верхи нижней свиты) |

Кроме того, в геохимической лаборатории Московского геолого-разведочного института (МГРИ) было произведено определение содержания магнезии и нерастворимого остатка методом Бутырина в 12 образцах. Получены следующие результаты:

а) содержание MgO колеблется от 0.5 до 2.5%, причем в 6 образцах содержится менее 1% MgO, в 4 образцах от 1 до 2% MgO и в 2 образцах свыше 2% MgO;

б) содержание нерастворимого остатка колеблется от 0.7 до 18.3%, причем в 7 образцах содержится менее 5% нерастворимого остатка, в 4 образцах от 5 до 10%, и в 1 образце свыше 10%.

Совокупность этих данных показывает, что карбонатные породы описываемого отдела представлены почти чистыми известняками. Величина нерастворимого остатка в подавляющем большинстве случаев определяется степенью окремнения или песчанистости известняка и очень редко мергелистостью.

Четвертый (верхний) отдел патомского комплекса ($M_4$) представлен толщей преобладающих кварцитовидных песчаников и кварцитов с незначительными прослоями песчанистых известняков и алевролитов. Мощность этой толщи, как и для других отделов патомского комплекса, резко уменьшается в направлении с юго-запада на северо-восток. В юго-западной части района, в верховьях М. Патома и Молво, мощность достигает 800—900 м, а в восточной части, на Молво, несколько выше фактории Золотопродснаба, и на Лене, в устье Н. Каменки,— сокращается до 70—100 м.

По своему внешнему облику песчаники, кварцитовидные песчаники и кварциты отличаются главным образом окраской, величиной зерна и степенью цементированности. Преобладают плотные кварцитовидные

песчаники с хорошо различимой зернистостью и с очень редко и неясно видной слоистостью. Реже встречаются слабо сцементированные песчаники и плотные, сливные кварциты.

Величина, а также степень окатанности зерен колеблются в самых широких пределах. В случае наиболее тонкой зернистости песчаники переходят в алевролиты, при увеличении зерен — в мелкогалечные конгломераты. Последние образуют в толще песчаников невыдержанные по простиранию линзовидные прослои. Состав гальки в этих конгломератах исключительно кварцевый.

Породы описываемой толщи окрашены преимущественно в светло-серые почти белые, желто- и розовато-серые цвета. Гораздо реже встречаются красноватые, зеленоватые или темные зеленовато-серые окраски.

Кварциты и кварцитовидные песчаники обычно приурочены к положительным элементам рельефа. В юго-западной части района они слагают цепи наиболее высоких гольцов. Песчаники и кварциты образуют крупно-глыбовые развалы и осыпи близ коренных выходов. В коренных выходах они обычно обладают грубой параллелепипедальной отдельностью. В тех участках, где присутствуют прослои песчанистых известняков, в песчаниках отмечается присутствие карбонатного цемента.

Среди зерен преобладает кварц, но почти всегда в тех или иных количествах присутствуют калиевый полевой шпат и плагиоклазы. Спорадически появляется глауконит.

Типичный базальный цемент редок. Обычно наблюдается карбонатный цемент пор и кварцево-карбонатный крустификационный цемент. Среди базального карбонатного цемента часто встречаются оолиты. Многие из них, при наличии концентрически-зональной структуры, включают черное углистое вещество.

Кварциты с торцовой структурой и кварцевым цементом нарастания встречаются как в юго-западной, так и в северо-восточной части района.

Алевролиты, встреченные в виде прослоев среди песчаников толщи $M_4$, литологически ничем не отличаются от уже описанных алевролитов нижележащих толщ. В юго-западной части района в них почти всегда присутствует оттрэлит.

Ни в одном из описанных отделов патомского комплекса до сих пор ни одним из исследователей не было найдено фаунистических остатков, которые позволили бы с достоверностью установить возраст отложений. Однако мы считаем возможным присоединиться к точке зрения З. М. Старостиной (1935), В. В. Домбровского (1940) и других исследователей, определявших возраст патомского комплекса как нижнекембрийский.

Как известно (см. ниже) в районе с. Нохтуйского известняки с фауной *Kutorgina* налегают на породы патомского комплекса, отделяясь от них перерывом и следами размыва. По стратиграфической схеме Е. В. Лермонтовой эти известняки относятся к зоне *Protolenus* нижнего кембрия ($Cm_1^2$).

В районе с. Синского (на Лене, восточнее гор. Олекминска) С. П. Ситниковым установлено несогласное налегание пестроцветных отложений зоны *Protolenus* на нижележащие доломиты зоны *Olenellus* ($Cm_1^1$). По Ситникову, несогласие выражается «в размыве с галькой конгломерата». Таким образом, в этом районе ниже куторгиновой свиты, отделяясь от нее размывом и, повидимому, несогласием, располагается толща с фауной, соответствующей зоне *Olenellus* нижнего кембрия (по Е. В. Лермонтовой), которая, возможно, и является аналогом верхних горизонтов патомского комплекса, судя по сходному стратиграфическому положению. В настоящее время нет достаточных оснований для проведения резкой границы между заведомо кембрийскими породами и отложениями патомского комплекса. Наоборот, литологическое сходство между породами зоны *Protolenus* и нижележащими

отложениями патомского комплекса (известняки отдела $M_3$) убеждает нас в том, что более логичным является отнесение патомского комплекса к низам нижнего кембрия. Такое определение, впредь до получения исчерпывающих материалов, разумеется, может рассматриваться только как условное.

Приведенный выше разрез патомского комплекса достаточно отчетливо сопоставляется с разрезом, установленным З. М. Старостиной (1935). Выше уже указывалось, что в разрезе З. М. Старостиной имеются отдельные неточности, возникшие в результате наблюдения пород в изоклинальных складках при маршрутном характере работы.

Выделенному нами отделу $M_1$ по номенклатуре З. М. Старостиной отвечают:

Przcm — светлые кварциты с прослоями темных известняков. Мощность — 700 м.

$Cm_1^a$ — конгломераты серо-черного цвета с валунами кристаллических и метаморфических пород. Мощность 1200—1500 м.

Условный протерозой З. М. Старостиной нами не выделяется, так как, по нашим наблюдениям, кварциты переслаиваются с конгломератами, образуя на Б. Патоме пачки мощностью иногда до 200 м.

Нашему отделу $M_2$ соответствует, по З. М. Старостиной, отдел $Cm_1^b$ — толща черных пахучих известняков, иногда оолитовых, в некоторых разрезах замещающихся известняково-глинистыми сланцами или мергелистыми глинами, мощностью в 350—400 м, покрываемая (не повсеместно) темными кварцитами мощностью в 150—160 м.

Необходимо только заметить, что разрезы, в которых сланцы целиком замещаются известняками, безусловно отсутствуют. Заключение З. М. Старостиной о замещении сланцев известняками основано на том, что она включала в данный отдел нижележащие черные оолитовые известняки $M_1$ или весьма литологически сходные черные оолитовые известняки $M_3$.

Кроме того, З. М. Старостина не учитывала смену фаций внутри сланцево-алевритового комплекса при движении с юго-запада на северо-восток. Вследствие этого крайнюю северо-восточную фацию данного отдела, представленную пестроцветными алевролитами с прослоями мергелистых и песчанистых известняков, З. М. Старостина выделила в самостоятельный отдел $Cm_1^e$, поместив его в самом верху нижнего кембрия. По Старостиной, пестроцветные известняки, мергели и глины $Cm_1^e$ подстилаются черными пахучими оолитовыми известняками. Такое соотношение отвечает действительности, но стратиграфическое положение черных оолитовых известняков оказывается иным: они отвечают верхним горизонтам нашего отдела $M_1$.

Далее, по номенклатуре З. М. Старостиной, нижней свите нашего отдела $M_3$ отвечают черные пахучие оолитовые известняки $Cm_1^d$. Верхней свите нашего отдела $M_3$ у З. М. Старостиной соответствуют зеленовато-серые стилолитовые известняки и некоторые другие породы отдела $Cm_1^c$. Как видим, разрез отдела $M_3$ у З. М. Старостиной оказался перевернутым. Кроме того, кварциты, залегающие выше обеих свит известняков, неправильно помещены З. М. Старостиной между серыми известняками $Cm_1^c$ и черными оолитовыми известняками $Cm_1^d$. Такая ошибка могла вкрасться в силу того, что З. М. Старостина наблюдала разрез в сложно дислоцированном районе низовьев Б. и М. Патома и объединила в один горизонт черные оолитовые известняки наших отделов $M_1$ и $M_3$. Действительные соотношения между «черной» и «серой» известковыми свитами, объединяемыми в отдел $M_3$, и кварцитовой свитой,

выделяемой в отдел $M_4$, наблюдались нами в целом ряде синклинальных складок юго-западной и центральной части района.

Выделенному нами отделу $M_4$ в схеме З. М. Старостиной соответствуют «сливные кварциты», мощностью 350 м, верхов отдела $Cm_1^c$.

Сопоставление нашего разреза с разрезом З. М. Старостиной изображено на фиг. 3.

По номенклатуре В. В. Домбровского (1940) наш отдел $M_1$ отвечает свите $Cm_1^k$ — конгломератовой свите нижнего кембрия. Совокупность наших отделов $M_1$, $M_2$ и $M_3$ отвечает $Cm_1^p$ — прибайкальскому комплексу нижнего кембрия. Выше Домбровский выделяет $Cm_1^m$ — пестроцветную свиту нижнего кембрия. По изложенным выше мотивам пестроцветные породы, отнесенные З. М. Старостиной к горизонту $Cm_1^e$, отвечающему пстроцветной свите Домбровского, включаются нами в отдел $M_2$ в качестве пестроцветной фации алевролитов и сланцев этого отдела.

## НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ (?) КЕМБРИЙ ($Cm_1 + Cm_2$?)

Карбонатная толща нижнего и среднего кембрия, называемая некоторыми исследователями (Обручев, 1935) «ленскими известняками», в пределах исследованного нами района слагает широкую полосу, пересекающую район в направлении с северо-запада на юго-восток. Южная граница этой полосы проходит через верхнее течение р. М. Каменки, между с. Нохтуйским и устьем р. Тербис, южнее с. Мача, через верховья рек Солянка и Оноктах, и пересекает р. Молво выше устья р. С. Маректы. Северная граница проходит через среднее течение р. Мачи, через верхнее течение р. Дабан, между устьями рек Б. и М. Ходар, через верховья р. Б. Илюнка и далее на юго-восток.

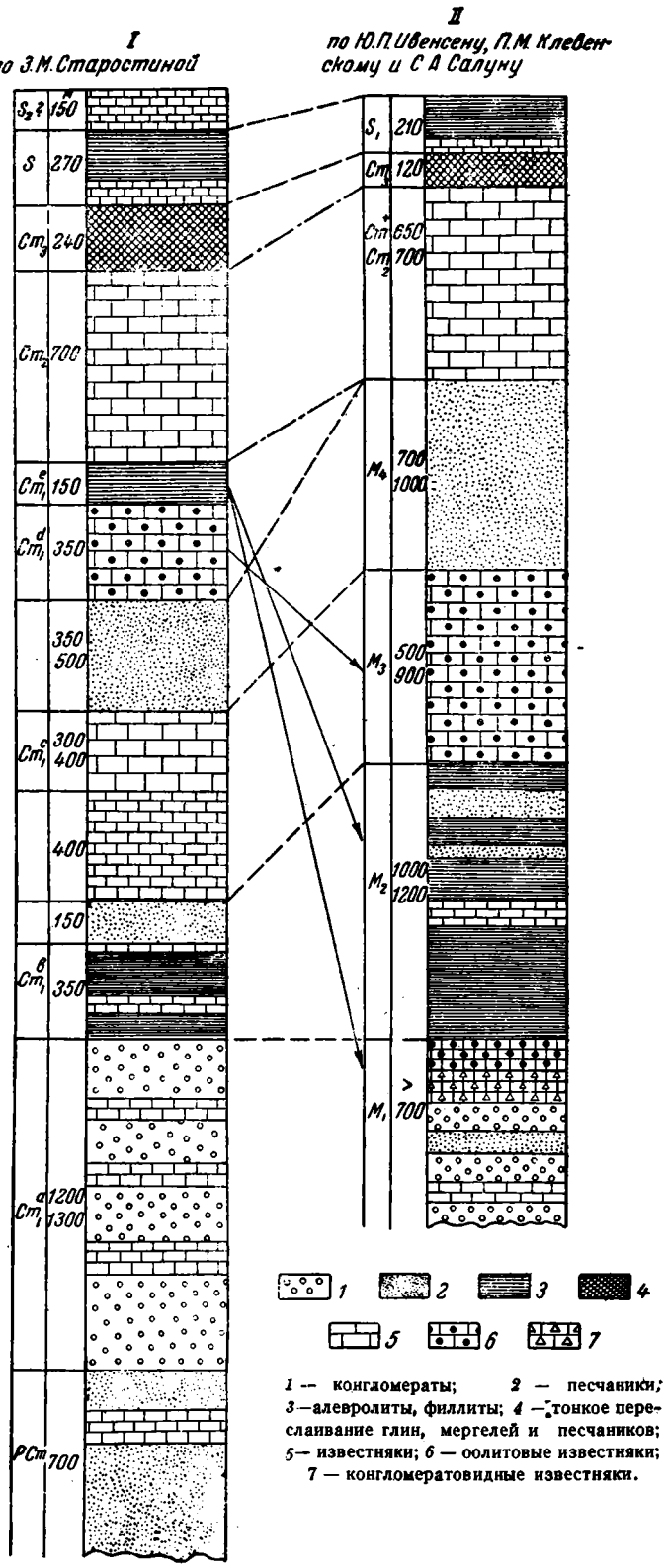
Однако в пределах этой, весьма широкой, полосы имеется чрезвычайно мало обнажений (фиг. 4 см. вклейку между 56—57 стр.), причем большинство из них представляет собой разрозненные выходы пород, относящихся к различным горизонтам описываемой толщи.

Нижние горизонты этой толщи обнажены по р. Молво, где она, повидимому, согласно налегает на кварциты $M_4$, а также в окрестностях сс. Мача и Нохтуйского.

В нижнем течении р. Мачи обнажаются темносерые, иногда почти черные брекчиевидные известняки, переходящие кверху в коричневато-серые и коричневые брекчиевидные известняки. Выше последние переслаиваются с коричневатыми тонкослоистыми, частью плитчатыми, полосчатыми известняками. Еще выше наблюдается чередование желтовато- и коричневато-серых тонкослоистых и плитчатых (толщина плиток в среднем равна 10—20 мм) песчанистых и доломитизированных известняков. Эти породы составляют первую (нижнюю) свиту карбонатной толщи.

Известняки, залегающие в низах свиты, образуют слои, мощностью 10—15 см, обычно с неровными поверхностями напластования. Они обладают неровным, комковатым изломом и сложены, в основном, мелкозернистым агрегатом кальцита, среди которого распределены более темные скопления микрозернистого кальцита. Форма этих скоплений пятнообразная, прожилкообразная, иногда весьма причудливая. В некоторых разностях наблюдаются сутурные линии, к которым приурочены скопления глинистого вещества, окрашенного гидроокислами железа.

В качестве акцессорных минералов присутствуют весьма мелкие алевролитовые зерна кварца и магнетита. Химический анализ, по Бутырину, показал содержание MgO, равное 1.2%, и нерастворимого остатка — 0.3%. Таким образом, известняк является весьма чистым.




Фиг. 3. Схема сопоставления стратиграфических разрезов северо-восточной окраины Патомского нагорья: I — по З. М. Старостиной; II — по Ю. П. Ивенсену, П. М. Клевенскому и С. А. Салуну.

Известняки средней части свиты обычно неравномернозернисты. Большая часть зерен средней величины.

В самых верхах свиты известняки сложены мелкозернистым, частью даже микрозернистым агрегатом карбоната. В небольшом количестве присутствуют окатанные мелкие зерна кварца, гидроокислы железа, а также тонкорассеянное глинистое вещество. Встречены также немногочисленные зерна флюорита.

Общая мощность описанной свиты достигает 100—120 м.

Непосредственное налегание вышележащих пород на эту свиту в обнажениях не наблюдалось. Однако сопоставление гипсометрических данных и данных о залегании пород убеждает нас в том, что породы, непосредственно продолжающие описываемый разрез и составляющие вторую свиту карбонатной толщи, обнажаются в самых низовьях р. Мачи и в ее среднем течении.

Эта вторая свита сложена внизу плотными серыми и зеленовато-серыми пятнистыми конгломератовидными известняками, несущими иногда следы оолитового строения; выше залегают светлосерые плотные полосчатые, средне- и тонкослоистые доломитизированные известняки.

Среди известняков особенный интерес представляют водорослевые известняки, слагающие мощные (до 20 м) пачки в нижней части описываемой свиты.

Общая мощность этой свиты также достигает 100 м.

Стратиграфически выше залегают породы третьей свиты карбонатной толщи. В обнажениях левого берега р. Лены ниже устья р. Мачи наблюдается непрерывное переслаивание темносерых тонкослоистых известняков с красными, желтыми, зеленоватыми и голубоватыми известняками и доломитизированными известняками, частью песчанистыми, образующими непостоянные прослои мощностью от 0.5 м до 1—2.5 м. Все пестроцветные разности являются тонкослоистыми (от 2—3 до 10 см) или плитчатыми. Встречены также прослои известняков, содержащих неокатанные разноцветные карбонатные включения, сцементированные темносерым карбонатным материалом (сингенетическая брекчия).

Известняки представлены толсто- и тонкослоистыми (слоистость несовершенная) разностями, чаще всего серого цвета. В меньшем количестве встречены пестроокрашенные разности. Известняки сложены преимущественно равномернозернистым, средне- или мелкозернистым бесцветным кальцитом. Местами встречены скопления микрозернистого кальцита, обладающие буроватой окраской. В единичных случаях наблюдаются сутурные линии, подчеркнутые скоплениями глинистого вещества, окрашенного гидроокислами железа.

В ряде пунктов на контакте с небольшими интрузиями габбро-диабазов известняки мраморизованы. Мраморизованные известняки обладают светлорозовой или светлозеленоватой окраской. Для них характерна равномернозернистая структура, обусловленная развитием аллотриоморфных зерен полидвойникового кальцита.

Доломитизированные известняки сложены весьма мелкими зернами карбоната, из которых многие при сильном увеличении обнаруживают ромбические очертания. Иногда в породе наблюдается неправильная макрослоистость, обусловленная чередованием прослоев, сложенных мелко- и микрозернистым агрегатами.

В качестве акцессорных минералов в породе присутствуют листочки слюды и мелкие зерна кварца.

Мощность описанной свиты достигает 300 м.

Стратиграфически выше (ниже по течению р. Лены) залегает четвертая (верхняя) свита карбонатной толщи. Она представлена средне- и толстослоистыми плотными серыми известняками, переслаивающимися с более тонкослоистыми желтовато-серыми и серовато-желтыми извест-

няками. В верхних частях свиты известняки становятся более темными и частично принимают брекчиевидный облик благодаря наличию черных включений неправильной формы. В этих горизонтах известняки в значительной степени обогащены органическим веществом.

Серые грубослоистые известняки из основания четвертой свиты часто брекчиевидны, переслаиваются с средне- и тонкослоистыми желтыми известняками. Включения в брекчиевидных известняках, достигающие в поперечнике 2—3 см, окрашены в более темный цвет и обладают неправильной угловатой формой. В некоторых случаях они резко отграничены от основной массы, в других — связаны с ней постепенными переходами. Сложены они чаще всего буроватыми карбонатными зернами средней величины весьма неправильной формы и, значительно реже, микрозернистым карбонатным агрегатом. Основная масса породы сложена мелко-, иногда микрозернистым, в общем неравномернозернистым агрегатом карбоната, содержащим часто значительное количество зерен с ромбическими очертаниями. Для основной массы характерна неправильная, ясно выраженная микрослоистость.

В средней части свиты развиты почти исключительно серые и светлосерые разности, частью грубослоистые, частью полосчатые, сложенные неравномернозернистым карбонатным агрегатом, содержащим зерна различной величины — от чрезвычайно мелких до средних. Последние обычно окрашены благодаря присутствию органического вещества. Встречены новообразованные зерна кварца, обладающие правильными идиоморфными очертаниями. Выше породы снова становятся брекчиевидными, а затем переходят в настоящую брекчию. Окраска становится весьма разнообразной — от серой и желтовато-серой до кирпично-красной. Неокатанные включения (до 2—3—4 см в поперечнике), в общем, отличаются более светлой окраской. Основная масса пород сложена микрозернистым буроватым карбонатом. Включения обладают то резкими, то расплывчатыми очертаниями и состоят обычно из мелкозернистого карбоната, окрашенного бурыми окислами железа, реже из халцедона. Мощность пачки брекчий достигает 3—4 м.

Самый верхний горизонт описываемой свиты мощностью 2—3 м представлен светложелтыми, весьма плотными водорослевыми известняками. Основная масса породы сложена неравномернозернистым агрегатом карбоната, ясно обнаруживающим волнистую, прихотливо извивающуюся микрослоистость и содержащим большое количество ромбических зерен. В некоторых случаях, строго по слоистости, наблюдаются неровные, с раздувами и пережимами, прослои, сложенные бесцветными, хорошо оформленными, частью сдвойникованными, зернами кальцита. Мощность водорослевых известняков составляет 2—3 м.

Общая мощность верхней свиты достигает 100 м.

На водорослевые известняки у устья р. М. Ходар с размывом налегают переслаивающиеся красные и зеленые глины, аргиллиты и мергели верхнего кембрия.

Таким образом, карбонатная толща нижнего и среднего кембрия в нашем районе состоит из четырех свит (снизу вверх):

1. Темносерые, черные и коричневатые брекчиевидные известняки; мощность 100—120 м.

2. Плотные серые, среднеслоистые и тонкослоистые известняки; мощность 100 м.

3. Переслаивающиеся серые, красные, желтые, голубоватые и зеленоватые известняки, частью песчанистые, содержащие прослои карбонатной брекчии; мощность до 300 м.

4. Темносерые, частью брекчиевидные толстослоистые, обогащенные органическим веществом известняки с прослоями брекчированных онколитовых известняков, содержащих *Collenia*; мощность 100 м.

Общая мощность толщи достигает 600—620 м.

Нашими исследованиями фауна в ленских известняках не была обнаружена. Однако в 1941 г. А. А. Предтеченским в известняках около с. Нохтуйского была найдена фауна *Kutorgina*. В 1944 г. эта находка была повторена Н. А. Грибовой (Грибова и Ситников, 1947). Таким образом, определяется возраст нижней части ленских известняков,— они соответствуют олекминской и чарской свитам А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой, охарактеризованным фауной *Bergeroniellus divergens* Lerm., *B. kutorginorum* Lerm., *Proerbia prisca* Lerm., *Kutorgina lenaica* Lerm., *Namanoia tumifrons* Lerm. В стратиграфической схеме Е. В. Лермонтовой эта фауна соответствует нижнекуторгиновой свите зоны *Protolenus*.

Сделанное выше замечание о том, что находка фауны *Kutorgina* относится к нижней части карбонатной толщи, не случайно. Мы основываемся на том, что в окрестностях с. Нохтуйского нами установлено развитие двух нижних свит ленских известняков. Таким образом, к нижнему кембрию с достаточной вероятностью могут быть отнесены именно эти две нижние, а также, возможно, и близкая к ним по составу, нижележащая третья свита.

Что касается верхней, четвертой свиты, то мы считаем возможным сопоставить ее с «Переходной свитой» бассейна Чары и Токко. По А. А. Арсеньеву и Е. А. Нечаевой, эта переходная свита, представленная жёлтыми и коричневыми мергелистыми и доломитизированными известняками, а также серыми и черными пахучими известняками общей мощностью 70—75 м налегает на отложения чарской свиты $Cm_1^5$,[1] содержащей фауну *Namanoia tumifrons* Lerm.

Учитывая, что форма *Namanoia tumifrons* Lerm. характерна также и для среднего кембрия, мы считаем возможным отнести к среднему кембрию как «переходную свиту» А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой, так и верхнюю свиту карбонатной толщи нашего района, представленную темносерыми брекчиевидными и желтовато-серыми водорослевыми известняками общей мощностью 100 м.

## ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ ($Cm_3$) — «ВЕРХОЛЕНСКАЯ СВИТА»

Под названием «верхоленская свита» В. А. Обручев (1935) выделил в области верховьев р. Лены тонкослоистые глинистые и известково-глинистые песчаники, мергели, глины и конгломераты, окрашенные в красный или серо-зеленый цвет общей мощностью до 200 м.

В пределах исследованного района пестроцветные образования верхоленской свиты слагают узкую (1—2 км) полосу, протягивающуюся от верховьев р. Дабан к устью р. М. Хадар и далее переходящую на правобережье Лены с общим направлением на юго-восток.

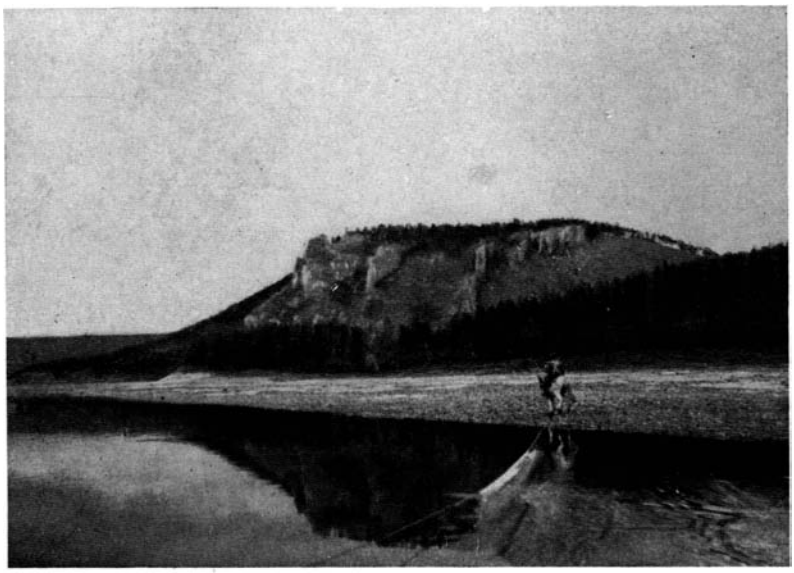
Единственный полный разрез наблюдался нами в районе между устьями рек Б. и М. Ходар. Здесь на карбонатные породы среднего кембрия несогласно, с размывом налегают пестроцветные отложения, представленные двумя свитами:

1. На известняки среднего кембрия несогласно с размывом налегает 40-метровая свита чередующихся красных и зеленых глин, аргиллитов и мергелей, с редкими прослоями песчаников и известняков,— плотных, среднеслоистых или плитчатых. Мощность прослоев глин колеблется от 0.5 до 1.5 м, песчаников и известняков — не превышает 0.20 м.

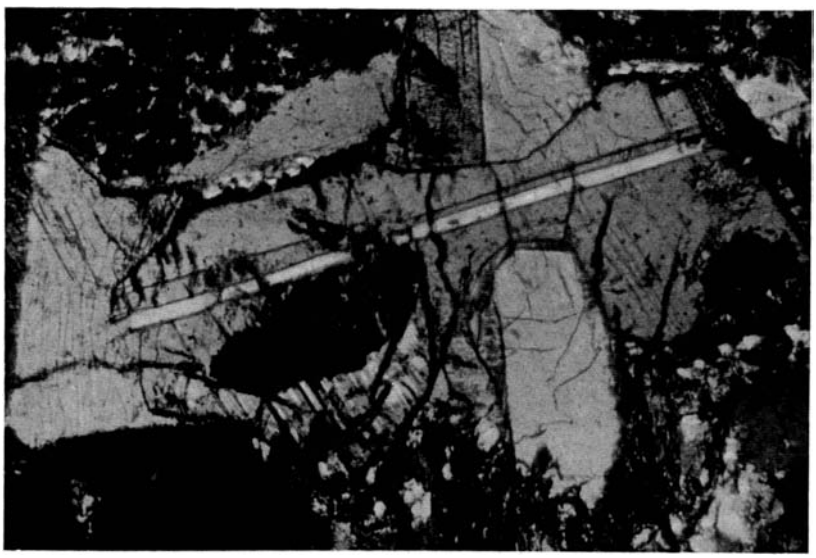
2. Выше залегает свита плотных, окрашенных в светлорозовые и зеленые тона, известковистых песчаников, содержащая прослои песчанистых известняков, иногда доломитизированных. Мощность — 80 м.

---

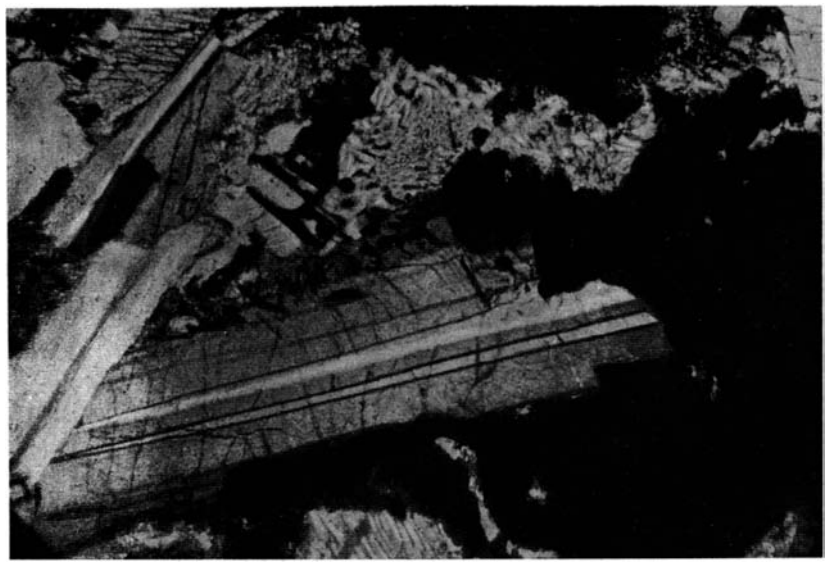
[1] Наименование и индексировка А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой.



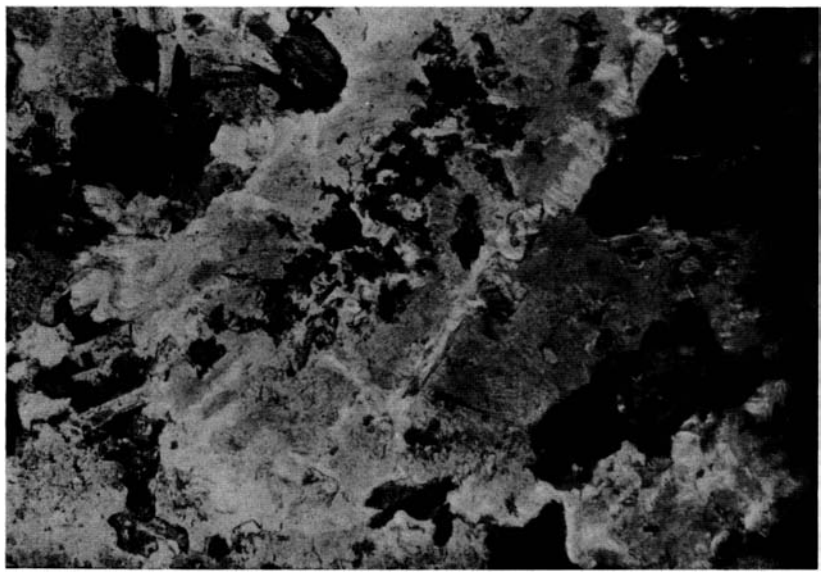
Фиг. 4. Выходы известняков $Cm_1 + Cm_2$ в устье р. В. Каменки.



Фиг. 5. Крестообразный сросток сдвойникованных зерен плагиоклаза и пироксена. Увел. 46. Николи +.



Фиг. 6. Микропегматит в интерстиции плагиоклаза. Увел. 46. Николи +.



Фиг. 7. Альбитизированный диабаз-пегматит. Увел. 46. Николи +.

Для обеих свит характерно наличие трещин усыхания и волноприбойных знаков.

Выше лежат переслаивающиеся зеленые и красные песчанистые известняки и карбонатистые песчаники, содержащие уже фауну низов нижнего силура (см. ниже).

Следует подчеркнуть постепенность перехода верхнекембрийских пород в силурийские и отсутствие между ними резкой литологической границы.

Общая мощность пород, отнесенных нами к верхнему кембрию, достигает 120 м.

Н. С. Зайцев (Зайцев и Покровская, 1950) приводит следующий разрез верхнего кембрия для района между ст. Березовской и р. Бирюк:

1. На карбонатные породы среднего кембрия налегают (иногда с видимым несогласием) буро-красные глины и аргиллиты с линзами гипса и с прослоями мергелей и известняков. Общая мощность до 90 м.

2. Выше залегает свита вишнево-красных глин, зеленоватых и красноватых мергелей и песчаников с прослоями серых, зеленоватых и пестроцветных известняков. Мощность до 150 м.

3. Еще выше располагается 70-метровая толща серых известняков и песчаников.

Общая мощность верхнего кембрия достигает, таким образом, 310 м.

Сопоставляя наш разрез с разрезом Н. С. Зайцева, можно констатировать, что:

1) Нижняя свита красных и зеленых глин и мергелей изученного нами района в направлении на восток увеличивает свою мощность с 40 до 240 м и в районе, исследованном Н. С. Зайцевым, разделяется на 2 свиты, сходные по литологическому составу пород, различающихся, главным образом, по окраске.

2) Наша верхняя свита почти точно соответствует третьей свите Н. С. Зайцева по литологическому составу и по мощности (70 и 80 м).

## НИЖНИЙ СИЛУР ($S_1$)

Нижнесилурийские отложения Сибирской платформы по своему литологическому составу почти не отличаются от подстилающих отложений верхних частей верхнего кембрия. Лишь иногда наблюдается постепенная смена ярких окрасок, свойственных породам верхнего кембрия, более бледными тонами, наблюдающимися в породах нижнего силура. Однако наличие фауны в силурийских отложениях дает возможность с достаточной точностью проводить границу между верхним кембрием и нижним силуром.

Нижнесилурийскими породами сложен северо-восточный угол изученного нами района. Граница нижнего силура тянется с северо-запада на юго-восток параллельно границе верхнего кембрия и проходит несколько севернее верховьев р. Дабан, через устье р. Б. Ходар, через верховье р. М. Илюнки и далее на юго-восток.

Единственный полный разрез низов силурийской толщи наблюдался по левобережью р. Лены, в районе Ходарских утесов.

Вышележащие горизонты обнажены по правому берегу р. Лены ниже д. Илюнской. Кроме того, несколько менее значительных обнажений пород нижнего силура описаны в долинах рек Кузнец, Б. Ходар, Билляхтир.

В восточной части Ходарского обнажения на светложелтые плотные карбонатные песчаники и песчанистые известняки верхнего кембрия

согласно налегает свита чередующихся зеленых и красных карбонатных песчаников, представленная следующими породами (снизу вверх):

1. Серые известняки, переслаивающиеся с серо-зелеными и красными среднеслоистыми и плитчатыми кварцевыми песчаниками. Мощность прослоев известняков достигает 50—80 см. Мощность 6—8 м.

2. Среднеслоистые и тонкослоистые, красные и серовато-зеленые, реже серые, коричневатые, красно-бурые (обычно плитчатые) кварцевые песчаники с карбонатным цементом. Мощность отдельных прослоев не превышает 1—2 см. Мощность 20—25 м.

3. Розовато-, красновато-, зеленовато-серые внутриформационные конгломераты, содержащие плоскую эллипсоидальную карбонатно-песчанистую гальку и фауну брахиопод (*Orthis* sp). Мощность 3—4 м.

Общая мощность описанной серии отложений нижнего силура достигает, таким образом, 35—40 м. Они составляют низы первой (нижней) свиты разреза нижнего силура ($S_1^a$). Среди пород, слагающих эту часть разреза нижнего силура, преобладают весьма плотные, тонкослоистые или плитчатые разности, окрашенные в серовато-зеленые, красновато-бурые, коричневато-серые тона. Песчаники на 50—60%, состоят из мелких (алевритовых) зерен кварца (с значительной примесью зерен полевого шпата). Меньшая часть зерен кварца хорошо окатана или полуокатана, для большей части характерны неправильные,— угловатые, крючкообразные и т. п. очертания, причем такие зерна обычно внедряются в зерна кальцита. Как правило, зерна кварца образуют скопления, соприкасаясь друг с другом по неровной, как бы зазубренной линии.

Зерна карбоната представляют собой второй существенный компонент породы, слагая иногда до 50% ее состава. Среди них различаются изометрические, неправильные зерна кальцита и ромбические, часто зональные зерна доломита.

Весьма часто встречается глауконит, образующий яркозеленые овальные или удлиненные листоватые зерна, ясно плеохроирующие от темно-зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Np. Встречены также идиоморфные зерна ортоклаза и альбита, образовавшиеся за счет рекристаллизации обломочных зерен. Кроме того, порода содержит чешуйки хлорита и бесцветной слюды, в значительном количестве присутствуют гидроокислы железа.

В породах ясно заметна микрослоистость, обусловленная одинаковой ориентировкой удлиненных зерен.

В плоскогалечных конгломератах цемент и галька имеют тот же состав, какой характерен для песчаников, хотя обычно в составе галек преобладают алевролитовые зерна кварца, а в составе цемента — микро- и мелкозернистый карбонат. Гальки имеют плоскую овалоподобную форму, достигая иногда 3—4 см в поперечнике. Некоторые гальки содержат обломки раковин брахиопод.

Пачка плоскогалечного конгломерата хорошо выдержана по мощности и прослеживается также к востоку от исследованного района. Аналогичные породы известны в средней части устькутской свиты верховьев Лены.

Выше залегают породы верхней части той же свиты $S_1^a$, представленные следующим разрезом:

1. Желтовато-серые оолитовые песчанистые известняки, переслаивающиеся с серыми, коричневато-серыми плитчатыми и среднеслоистыми песчанистыми известняками. Мощность около 18 м.

2. Известняк красновато-бурый, сильно песчанистый, с многочисленными прожилками и жеодами, выполненными кристаллами кальцита. Мощность 2—3 м.

В этом слое С. А. Салуном обнаружена фауна, определенная Н. Г. Марковой:

*Finkelnburgia wemplei* (Cleland), *F. plicata* (Ulrich and Cooper), *F. bellatula* (Ulr. a. Coop.), *Orthis* sp., *Orthoceras* sp.

3. Известняк песчанистый, оолитовый, розовато-бурый, с частыми зелеными разводами. Мощность 7—8 м.

4. Известняк красновато-коричневый, брекчиевидный, содержащий обломки трилобитов, криноидей и брахиопод. Мощность 5—6 м.

Общая мощность свиты равна 30—35 м.

По заключению Н. Г. Марковой, род *Finkelnburgia* ограничен в своем развитии верхами $Cm_3$ — низами $S_1$. Вид *Finkelnburgia wempiei* (Cleland) встречается в нижнем Canadian Северной Америки; вид *F. bellatula* (Ulrich and Cooper) характерен для верхнего Ozarkian.

Следовательно, возраст описываемых пород может соответствовать верхам Ozarkian или низам Canadian Северной Америки или низам тремадокского яруса английской схемы.

Среди пород верхов свиты $S_1^a$ преобладают известковистые песчаники и песчанистые известняки, очень часто оолитовые. Оолиты, сложенные микрозернистым карбонатом, достигают 1 мм в поперечнике. Они либо целиком обладают радиально-лучистым строением, либо имеют радиально-лучистое ядро, окруженное концентрически-зональной оболочкой.

Оолиты сцементированы бесцветным мелко- и среднезернистым карбонатом, содержащим мелкие остроугольные зерна кварца.

В качестве примесей присутствуют редкие листочки слюды, гидроокислы железа, единичные скопления фосфата. В большом количестве встречаются обломки раковин брахиопод.

Химический анализ двух образцов (по Бутырину) показал содержание MgO 1.5 и 2.4% и соответственно содержание нерастворимого остатка 18.3 и 4.5%.

Вышележащие горизонты нижнего силура наблюдаются в обнажениях правого берега Лены ниже устья р. Оноктах.

От устья р. Оноктах до устья р. Б. Илюнки в пойме обнажаются серые известковистые песчаники с волноприбойными знаками на плоскостях слоистости и коричневато-серые песчанистые известняки, в некоторых прослоях содержащие хорошо окатанную галечку аналогичного известняка. Повидимому, эти горизонты отвечают самой верхней части разреза первой свиты нижнего силура. Выше, непосредственно на эти породы, налегают следующие горизонты нижнего силура, лучше всего обнаженные ниже устья р. Б. Илюнки. Здесь можно наблюдать такой разрез второй свиты ($S_1^b$):

1. Переслаивание красноцветных песчаников и известняков. Мелкозернистые кирпично-красные песчаники, содержащие тонкие линзовидные прослои «шоколадных» глин, тонко переслаиваются с буро-красными песчанистыми известняками. Мощность 30—40 м.

2. Пестрые глины, аргиллиты, мергели, местами переходящие в песчаники. Характерно частое переслаивание красных и зеленых глин с волноприбойными знаками и трещинами усыхания, образующих прослои мощностью 5—10 см. Мощность 80 м.

3. Переслаивание кирпично-красных песчаников, известняков и глин. Мощность 20—30 м.

Общая мощность свиты 150—160 м. В бассейне р. Билляхтир (за пределами восточной рамки карты) нами собрана фауна *Diparelasma cassinence* Whitefield (определение Н. Г. Марковой), относящаяся к низам красноцветной свиты или к самым верхам описанной выше свиты $S_1^a$. По заключению Н. Г. Марковой, форма *Diparelasma cassinence* характерна для верхнего Canadian.

В нескольких пунктах нашего района отмечается наличие желтоватых и бурых известняков, залегающих стратиграфически выше красноцветной свиты $S_1^b$ и отнесенных нами к третьей (верхней) свите нижнего силура. Маломощные пачки этих известняков известны в верхней части правого склона долины Лены ниже д. Илюнской. Высыпки аналогичных известняков прослежены по левобережью Лены в северо-восточном углу закартированной нами площади.

Таким образом, в нашем районе отложения нижнего силура могут быть расчленены на три свиты:

$S_1^a$ — известняково-песчаниковую с фауной верхов Ozarkian — низов Canadian. Мощность 65—70 м.

$S_1^b$ — глинисто-алевритовую, красноцветную, с фауной верхов Canadian в основании. Мощность 130—150 м.

$S_1^c$ — песчанисто-известняковую. Видимая мощность 30—40 м.

Общая мощность нижнесилурийских отложений изученного нами района составляет 225—270 м.

Н. С. Зайцев (Зайцев и Покровская, 1950) на территории, примыкающей к району наших исследований с востока, расчленяет силурийские отложения на сходные в литологическом отношении единицы, но приводит для последних значительно большие мощности. При этом Н. С. Зайцев относит «илюнскую» толщу, соответствующую нашей свите $S_1^b$, к верхнему силуру и считает, что она трансгрессивно налегает на размытую поверхность свиты $S_1^a$. По нашим представлениям разрез, наблюдаемый на правом берегу Лены от устья Оноктаха до устья Б. Илюнки, указывает на полное согласие в залегании свит $S_1^a$ и $S_1^b$ и на отсутствие перерыва между ними.

### ЮРА (?)

На водоразделах между реками Мача и Дабан, Мача и Тербис, Н. Каменка и Половинная (левобережье Лены) на породы нижнего, среднего и верхнего кембрия и нижнего силура явно несогласно налегают плотные кварцитовидные розовато- и светлосерые песчаники. Единственное коренное обнажение этих песчаников наблюдалось в верховьях долины р. Мачи, все остальные обнажения представляют собой каменные осыпи.

Песчаники состоят из кварцевых зерен средней величины, связанных кварцевым, реже карбонатным цементом. Иногда порода содержит столь крупные зерна кварца, что превращается в кварцевый мелкогалечный конгломерат.

Юрский возраст принимается для этих пород условно.

## III. ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Интрузии габбро-диабазов,— единственных представителей изверженных пород, встреченных в исследованном районе,— наиболее широко распространены в его северо-западной части. В верховьях Орлокона, в низовьях Джербедянки и Б. Патома, в долине Лены против

д. Жедойской и в долине В. Каменки расположены крупные интрузивные тела, вытянутые в северо-восточном направлении соответственно простиранию вмещающих пород нижнего кембрия. На Лене, против д. Жедойской, габбро-диабазы образуют пластовые тела, приуроченные к крыльям антиклинальной складки. Однако некоторые тела, вероятно, являются секущими.

Диабазы представлены большей частью весьма крупнозернистыми, реже среднезернистыми породами темносерой окраски. Во многих пунктах можно наблюдать, как крупные тела диабазов секутся дайками или небольшими жилами габбро-диабазов более поздней генерации. Диабазы даек обычно отличаются от вмещающего диабаза только величиной зерна, но в некоторых случаях они представлены пегматоидными альбитизированными разностями.

Менее крупные (мощностью от 75 до 300 м) интрузии встречены в нижнем течении Б. Валюкты и на Канской дороге, у зимовья Подкаменного. Эти тела приурочены к контакту толщ $M_2$ и $M_3$ и вытянуты на северо-запад, согласно простиранию вмещающих пород. Полное отсутствие следов катаклаза и очень правильно развитые системы трещин отдельности показывают, что диабазы после своего застывания не подвергались существенным деформациям. Габбро-диабазы представлены темнозеленоватыми, почти черными, реже серо-зелеными полнокристаллическими средне- или мелкозернистыми породами, очень крепкими. Часто в них наблюдается полосчатая текстура.

Небольшие (мощностью от 5 до 20 м) дайкообразные тела габбро-диабазов известны в долине Молво (выше устья С. Маректы), в долине С. Маректы, по левому берегу Лены (в Ходарских утесах, выше устья р. Дабан и выше устья р. Тербис). По правому берегу р. Лены, вблизи устья р. Солянки, определенно устанавливается пластовый характер залегания диабазов с пологим падением около 10°. Все отмеченные небольшие тела сложены черными, весьма плотными, массивными, почти афанитовыми породами.

Петрографическое изучение габбро-диабазов позволяет выделить несколько разновидностей, которые, однако, не слагают самостоятельных тел, а встречаются в каждой интрузии, образуя взаимные переходы. Отдельные интрузивные тела получают индивидуальный облик в результате преобладания той или иной разновидности. В ряде случаев сочетание нескольких разновидностей в пределах одного тела обусловлено последовательным внедрением различных порций магмы (дайки на Б. Патоме и др.), но чаще характер взаимных отношений наблюдаемых разностей остается неясным. Диабазы, прежде всего, могут быть разделены на свежие и разложенные. Такое разделение не является чисто формальным, поскольку интенсивное разложение свойственно, главным образом, пегматоидным разностям диабазов с повышенной щелочностью.

Среди свежих диабазов выделяются по структурным признакам разности с офитовой, пойкилоофитовой, долеритовой, порфировидной и витрофировой структурой.

Среди разложенных диабазов также представлены все перечисленные структурные разности. По характеру и степени разложения выделяются:

а) диабазы с сильным разложением плагиоклаза и начальными стадиями изменения пироксена;

б) диабазы с альбитизированным плагиоклазом и сильно измененным (амфиболизированным) пироксеном.

Свежие диабазы с офитовой структурой из интрузий низовий Б. Патома обладают средне- и крупнозернистым сложением. Несколько более крупные таблитчатые зерна основного плагиоклаза цементируются зернами пироксена. Интерстиции между лейстами плагиоклаза обычно

заполняются одним крупным зерном пироксена. Наличие своеобразных крестообразных сростков плагиоклаза и пироксена позволяет предполагать близкую по времени кристаллизацию обоих минералов (фиг. 5).

Плагиоклаз представлен лабрадором или лабрадор-битовнитом. Обычно он совершенно свеж. Редко наблюдается соссюритизация или выделение малых зерен кальцита.

Пироксен обычно розоватый с легким бурым оттенком, чаще свежий, иногда замещается с периферии бурым или зеленым резко плеохроирующим амфиболом. По составу пироксен близок к пижониту ($2V = +41$ до $+45°$; угол с $Ng = 39—44°$ по замерам в 4 шлифах).

Изредка присутствуют псевдоморфозы бурого серпентина, повидимому, по оливину.

В основной массе почти всегда присутствует микропегматит, весьма разнообразный по характеру срастания кварца и калишпата и по величине ихтиоглиптов кварца (фиг. 6). На границе микропегматита с пироксеном часто появляется бурый или зеленый биотит, а на границе с плагиоклазом — хлорит. В основной массе породы наблюдаются сферолиты зеленого хлорита. Из акцессорных минералов встречены апатит (короткопризматические зерна или длинные иглы) и ильменит (сложные скелетные сростки или ксеноморфные зерна).

Изредка в этой разновидности диабазов наблюдаются подобия миндалин, выполненных слегка желтоватым цеолитом и хлоритом. Чаще «миндалины» бывают выполнены высокодвупреломляющим хлоритовым минералом с каемкой грязно-зеленого виридита.

Свежие диабазы с пойкилоофитовой структурой слагают оба интрузивных тела у зимовья Подкаменного, небольшую дайку в Ходарских утесах и некоторые другие тела. Структура этих пород определяется присутствием крупных ксеноморфных зерен пироксена, включающих большое количество призматических мелких зерен плагиоклаза. В промежутках между зернами пироксена расположены скопления несколько более крупных зерен плагиоклаза, все же значительно уступающих по величине пироксену (фиг. 22).

Плагиоклаз представлен лабрадор-битовнитом. Центральные части крупных зерен иногда разложены с образованием серицита и цоизита.

Бледнорозовый пироксен обладает следующими константами:

| | 2V | cNg |
|---|---|---|
| Диабаз из интрузии зимовья Подкаменного | +48 | 44° |
| Диабаз из интрузии зимовья Подкаменного | +46 | 42° |
| Диабаз из Ходарского утеса | +42 | 40° |

В отдельных зернах пироксен с периферии замещается роговой обманкой, интенсивно плеохроирующей в тонах от оливково-зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Np. Угол $cNg = 17°$.

Роговая обманка, в свою очередь, замещается зеленым хлоритом.

В описываемых диабазах всегда присутствует коричневый биотит, ассоциирующийся чаще всего с ильменитом и реже с пироксеном. Характерным минералом является также оливин, образующий неправильные бесцветные свежие зерна, либо включенные в агрегаты зерен пироксена, либо окруженные мелкими, как бы обтекающими оливин, лейстами плагиоклаза. По трещинкам и по периферии зерен оливина иногда развиваются серпентин и иддингсит. Судя по константам ($Np = 1.747$; $Nm = 1.781$; $Ng = 1.787$; $2V = 68°$), оливин представлен гортонолитом.

Плагиоклаз, пироксен и оливин слагают в среднем до 95% всей массы породы, примерно в соотношении 50 : 35 : 10. В диабазах постоянно присутствует апатит, спорадически появляются магнетит и пирит.

Мезостазис обычно чисто ортоклазовый; изредка ортоклаз образует грубые гранофировые срастания с кварцем.

Особенность диабазов с долеритовой структурой заключается в том, что в интерстициях между лейстами плагиоклаза заключены агрегаты мелких ксеноморфных зерен пироксена. В остальном эти диабазы очень близки к диабазам с офитовой структурой.

Одно из маломощных дайкообразных тел, рвущих известняки среднего (?) кембрия в Ходарских утесах, сложено диабазом, обладающим гломеропорфировой структурой. Основная масса интерсертальная. Вкрапленники представлены крупными удлиненными лейстами плагиоклаза и ксеноморфными по отношению к ним зернами пироксена, группирующимися в кучки. По отношению к основной массе вкрапленники пироксена идиоморфны. Основная масса состоит из зерен пироксена и рудного минерала и малопрозрачного буроватого вещества с отдельными высокоинтерферирующими точками. На участках, испытавших эпимагматическое изменение, развиты: коричневый с зеленой периферической оторочкой амфибол, коричневый биотит и зеленый хлорит, образующие относительно крупные листоватые агрегаты.

В единичных случаях встречены диабазы с витрофировой структурой, измененной и замаскированной последующей раскристаллизацией. Вкрапленники представлены крупными зернами пироксена, включающими значительно более мелкие лейсты плагиоклаза. Последние встречаются также самостоятельно. С пироксеном ассоциируются небольшие псевдоморфозы серпентина, повидимому по оливину.

Основная масса породы обладает общей буроватой окраской и почти непрозрачна. На буром фоне выделяются многочисленные мельчайшие зерна рудного минерала и микролиты плагиоклаза.

Среди диабазов, испытавших интенсивные эпимагматические изменения, имеются разности с офитовой и долеритовой структурой, часто обладающие весьма крупной величиной зерна. Однако наиболее типична для разложенных диабазов крупнозернистая пойкилоофитовая структура. Повидимому, и характер структуры и интенсивность разложения связаны с пегматоидным характером диабазов.

Первые этапы изменения характеризуются преимущественным разложением плагиоклаза (интрузия в низовьях Б. Валюкты). По плагиоклазу развиваются мельчайшие зерна цоизита, чешуйки низкодвупреломляющего хлорита и более редкие чешуйки серицита. При этом плагиоклаз подвергается альбитизации и отдельные его зерна совершенно утрачивают прозрачность.

Пироксен заметно обесцвечивается и частично замещается уралитовым зеленым амфиболом и зеленым хлоритом (близким к пеннину). Иногда по пироксену развивается зеленовато-бурый, резко плеохроирующий щелочной амфибол ($cNg = 9°$).

По буровато-зеленому биотиту, всегда присутствующему в породе, иногда разивается клинохлор.

При дальнейшем развитии процесса почти полной амфиболизации подвергается пироксен (интрузия зимовья Подкаменного и др.). Плагиоклаз в этом случае нацело альбитизирован и забит почти непрозрачной тонкой эпидотово-цоизитовой мутью, среди которой располагаются отдельные листки хлорита и зерна карбоната.

Пироксен почти целиком замещен амфиболом,— либо коричневым, повидимому несколько щелочным, либо зеленым уралитовым. Иногда в периферической зоне зерна коричневый амфибол переходит в зеленый.

Основная масса в этих породах обычно гранофировая.

Одна из даек, рвущих крупное тело габбро-диабазов в низовьях Б. Патома, сложена альбитизированным диабаз-пегматитом. Плагиоклаз в нем нацело альбитизирован, причем внутренние зоны зерен сложены идеально чистым альбитом, включающим довольно крупные

зерна цоизита, листки хлорита и мусковита. Контуры всех зерен плагиоклаза лоскутообразные. Кроме плагиоклаза, в породе присутствуют крупные листочки хлорита и мусковита. В хлорите обычно заключены зерна титанита. В очень небольшом количестве встречены ильменит и пирит (фиг. 7). В табл. 2 приведен химический состав четырех образцов описанных выше диабазов.

Как видно из таблицы, образцы 55, 246а, 48б ближе всего стоят к выделяемому В. Соболевым типу нормального диабаза, отличаясь несколько более лейкократовым характером и более высоким содержанием щелочей. Этим подчеркивается склонность габбро-диабазов нашего района переходить в пегматоидные разности.

Особенностью проанализированного нами диабазового пегматита является близость его не к гранитной, а к щелочно-сиенитовой магме. Формально этот альбитизированный диабазовый пегматит по своему составу очень близок к типу промежуточного щелочного сиенита по классификации А. Н. Заварицкого.

Заканчивая характеристику диабазов, следует отметить, что в нашем районе отсутствуют какие-либо данные для точного определения их возраста. Принято считать, что интрузии габбро-диабазов на Сибирской платформе начались на рубеже карбона и перми и продолжались еще в начале юры.

Таблица 2

**Химические анализы габбро-диабазов Патомского нагорья и траппов Сибирской платформы**

| | № 55 | | 246а | | 48в | | 247в | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Свежий, с пойкилоофитовой структурой | | Свежий, с офитовой структурой | | Амфиболизированный | | Альбитизированный диабаз-пегматит | |
| | вес. % | молек. кол. | вес. % | молек. кол. | вес. % | молек. кол. | вес. % | молек. кол. |
| $SiO_2$ | 47.16 | 786 | 47.66 | 794 | 45.78 | 763 | 54.91 | 915 |
| $TiO_2$ | 4.00 | 50 | 3.00 | 38 | 5.45 | 68 | 1.15 | 14 |
| $Al_2O_3$ | 14.28 | 140 | 15.37 | 150 | 12.82 | 125 | 20.95 | 205 |
| $Fe_2O_3$ | 2.00 | 13 | 2.37 | 14 | 2.22 | 14 | 0.53 | 3 |
| FeO | 11.90 | 166 | 11.45 | 160 | 14.39 | 200 | 4.99 | 69 |
| MnO | 0.24 | 3 | 0.22 | 3 | 0.24 | 3 | 0.08 | 1 |
| MgO | 6.37 | 159 | 4.26 | 105 | 4.85 | 121 | 2.82 | 70 |
| CaO | 10.02 | 179 | 9.66 | 172 | 8.72 | 155 | 2.10 | 38 |
| $Na_2O$ | 2.70 | 44 | 2.50 | 40 | 2.65 | 43 | 4.41 | 71 |
| $K_2O$ | 0.99 | 11 | 1.06 | 12 | 1.28 | 14 | 5.04 | 53 |
| $H_2O$ | 0.12 | | 0.18 | | 0.16 | | нет | |
| $H_2O+$ | 0.24 | 13 | 0.95 | 53 | 0.44 | 24 | 2.41 | 133 |
| $P_2O_5$ | 0.06 | 1 | 1.19 | 8 | 1.02 | 7 | 0.13 | 1 |
| Сумма | 100.08 | | 99.87 | | 100.02 | | 99.52 | |
| Пересчет по А. Н. Заварицкому | | | | | | | | |
| a | 7.4 | | 7.4 | | 7.8 | | 17.1 | |
| c | 5.7 | | 6.9 | | 3.9 | | 2.6 | |
| b | 30.2 | | 26.3 | | 31.1 | | 15.3 | |
| s | 56.7 | | 59.4 | | 57.2 | | 64.0 | |
| f′ | 43.6 | | 51.6 | | 52.6 | | 34.0 | |
| m′ | 35.5 | | 28.4 | | 27.5 | | 29.6 | |
| c′ | 20.9 | | 20.9 | | 19.9 | | 36.4 | |
| n | 80.0 | | 76.9 | | 75.4 | | 57.2 | |

## IV. ТЕКТОНИКА

Как указывалось, район наших исследований занимает крайнюю северо-восточную часть Байкальской складчатой зоны и область ее перехода в Сибирскую платформу. Географически окраина Байкальской складчатой зоны приблизительно отвечает окраине Патомского нагорья.

Почти все описанные нами свиты нижнего палеозоя в пределах района располагаются полосами, ориентированными в северо-западном направлении (фиг. 8 и 9). Исключение составляет только северо-западная часть изученной площади, где господствуют северо-восточные простирания. В пределах крайней восточной и северо-восточной части нашего района отложения нижнего силура и верхнего кембрия залегают весьма полого, местами почти горизонтально, с общим моноклинальным падением на СВ под углом от 3 до 5°. Общее моноклинальное падение свит остается почти неуловимым в отдельных обнажениях и устанавливается только по результатам картирования. В совокупности, вся площадь, занятая на нашей карте осадками нижнего силура и верхнего кембрия, составляет западное крыло широкой и пологой синклинали, восточная граница которой пересекается Леной в нескольких километрах выше устья Чары.

Общее пологое падение западного крыла синклинали, которой удобно присвоить название Березовско-Бирюкской, осложнено целым рядом второстепенных складок небольшой амплитуды. Складки эти носят характер куполообразных вздутий. Три таких купола отчетливо намечаются в интервале от устья Ороктаха до устья Б. Илюнки, по правому берегу Лены. В крыльях этих куполов наблюдаются разнообразные простирания от северо-восточных до северо-западных с углами падения от 3 до 10°.

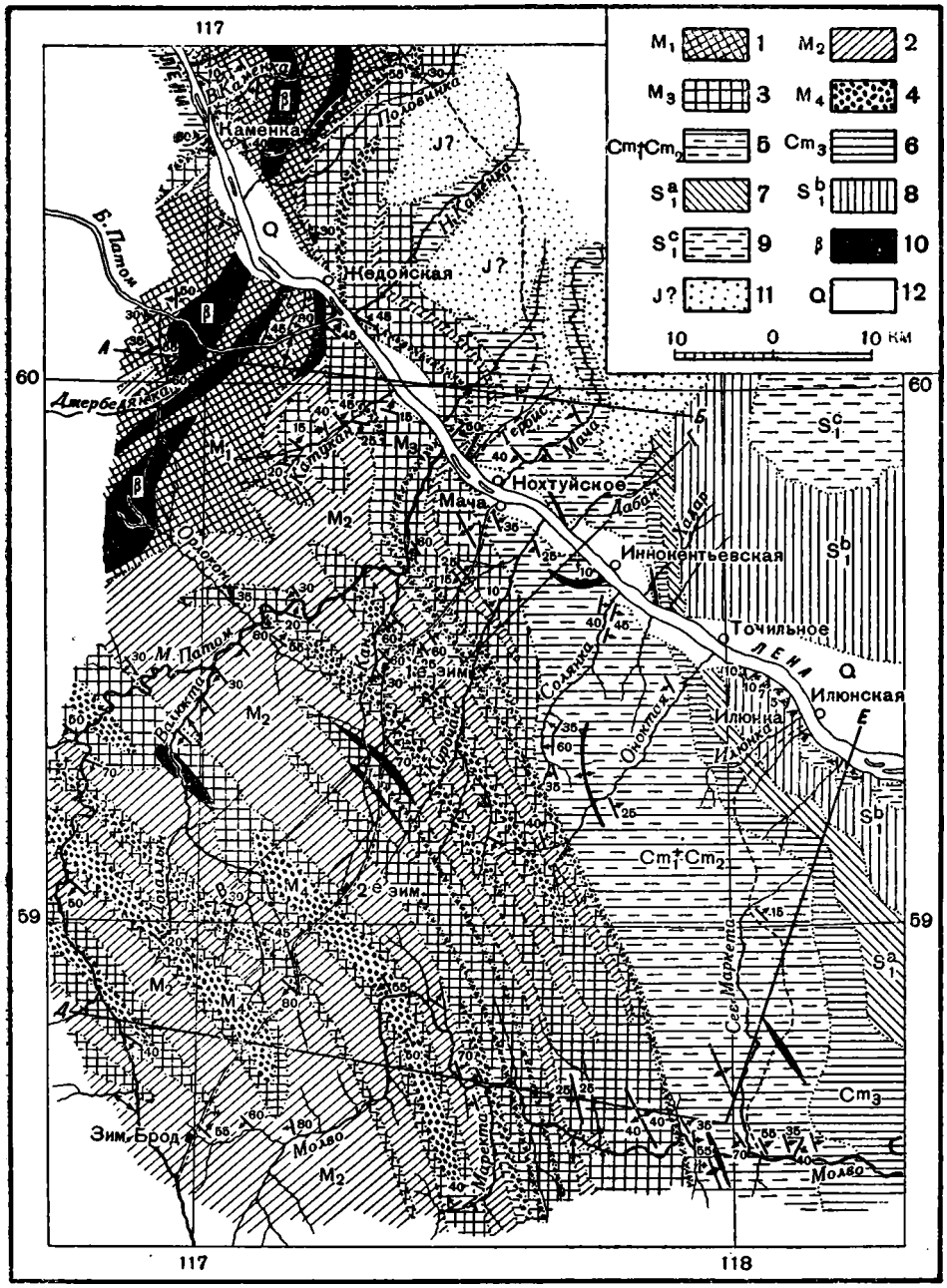
Ниже устья Б. Илюнки, в серии великолепных обнажений, отдельные горизонты нижнего силура то поднимаются, то понижаются относительно уреза воды, демонстрируя волнистое смятие толщи.

Контакт красноцветного верхнего кембрия с известняками нижнего и среднего кембрия прекрасно обнажен в утесах левого берега Лены между устьями рек Б. и М. Ходар. Известняки здесь падают на северо-восток под углом 20—25°. Под тем же углом падают на северо-восток и красноцветные отложения верхнего кембрия, налегающие с размывом на известняки. Падение контакта постепенно выполаживается в восточном направлении, так что у устья р. Б. Ходар отложения верхнего кембрия падают на северо-восток под углом 4°.

С запада Березовско-Бирюкская синклиналь окаймляется широкой полосой карбонатных пород нижнего и среднего кембрия. Вдоль контакта с верхним кембрием углы падения карбонатных пород колеблются в пределах 15—25°. Дислоцированность усиливается по направлению с востока на запад, но в целом она не вполне равномерна.

Количественно преобладают уже настоящие линейные складки, которые, однако, сочетаются с короткими складками, шарниры которых часто погружаются. Такие складки, переходные от брахискладок к линейным, наблюдаются от Курочана до Солянки по Лене (одна крупная складка) и в зоне между речками Дабаном и Мачей по левобережью Лены. Углы падения известняков в этих складках изменяются от 10 до 40°, причем преобладают углы в 20—35°.

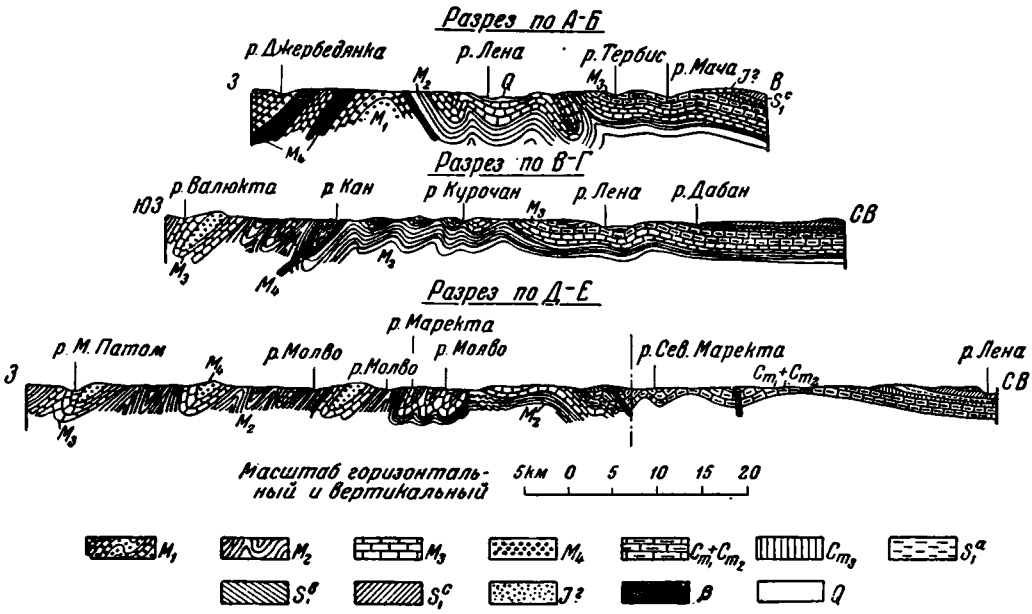
Реками Оноктахом и Молво пересекаются настоящие линейные складки северо-западного простирания. На Молво эти складки довольно сильно сжаты; углы падения в их крыльях колеблются от 30 до 70°. Относительная литологическая однородность отложений нижнего и среднего кембрия не позволяет достаточно отчетливо выявить характер этих складок. Поперечное пересечение всей зоны по Молво показывает, что эти складки, как правило, симметричны.




Фиг. 8. Геологическая карта бассейна М. Патома, верхнего течения р. Молво и левобережья р. Лены между 117° и 118°15′ в. д. Составили: Ю. П. Ивенсен и П. М. Клевенский при участии А. С. Гудкова и С. А. Салуна.

*1* — конгломераты с галькой докембрийских пород, кварциты и черные оолитовые известняки; *2* — алевролиты и филлитовидные сланцы с прослоями известняков и кварцитов; *3* — известняки черные, оолитовые, плотные, шоколадные, серые, доломитизированные; *4* — песчаники кварцитовидные, серые, розовые, желтые, с прослоями алевролитов; *5* — известняки коричневато-серые, доломитизированные с прослоями пестрых известняков; *6* — песчаники, глины, алевролиты, известняки красноцветные и желто-бурые; *7* — песчаники желтовато-бурые и известняки с фауной; *8* — глины красные и зеленые, переслаивающиеся; *9* — песчаники бурые, известняки желтовато-белые; *10* — габбро-диабазы; *11* — песчаники и кварцевые конгломераты континентальные (?); *12* — аллювий.

Западнее полосы развития известняково-доломитовой толщи нижнего и среднего кембрия лежит широкое поле распространения патомского комплекса. Эта очень большая площадь неоднородна по своей структуре. Границей двух различно построенных участков можно принять М. Патом от его устья до места впадения Горбыляха. Северо-западнее М. Патома наибольшее распространение получает отдел $M_1$. Юго-восточнее М. Патома весь участок сложен породами отделов $M_2$, $M_3$ и $M_4$, многократно чередующимися в целой серии параллельных складок северо-западного простирания.




Фиг. 9. Разрезы по линиям А — Б, В — Г, Д — Е.

Условные обозначения те же, что и на фиг. 8.

Остановимся на структуре юго-западного участка. Параллельные складки северо-западного простирания очень хорошо выдержаны во всю длину участка, прослеживаясь из долины М. Патома на протяжении 70—80 км на юго-восток. При ширине этой площади в 75 км (по линии от Мачи до М. Патома, через верховья Догалдына) на ней располагается девять больших антиклинальных структур, осложненных складчатостью более мелкого порядка.

В крупных антиклиналях, как правило, выходят сланцы и алевролиты отдела $M_2$. Лишь местами, при погружении шарнира антиклинали, породы отдела $M_2$ скрываются под более молодыми горизонтами.

Особенно четко выражены синклинальные складки, сложенные известняками $M_3$, с кварцитовидными песчаниками $M_4$ в ядрах, исчезающими только при вздымании шарнира складки.

Соответственно значительному увеличению мощности отделов $M_2$ и $M_4$ с северо-востока на юго-запад увеличивается и ширина складок в плане несмотря на значительно большую степень их сжатия.

Как указывалось, линейные складки, развитые в полосе распространения карбонатной толщи нижнего и среднего кембрия, симметричны. С запада к этой полосе примыкает зона развития симметричных складок уже в породах патомского комплекса. Правда, тут симметрия складок начинает нарушаться,— северо-восточные крылья, как правило, круче юго-западных. В антиклинали Теплого ключа на Канской дороге северо-восточное крыло обладает падением в 25°, а юго-

западное — в 15°, но уже в следующей к юго-западу крупной антиклинали северо-восточное крыло падает под углом в 60°, а юго-западное — в 20°. Такое соотношение углов падения типично для большинства складок описываемой зоны.

Юго-западной границей этой зоны условно можно считать синклинальную складку, пересекающую Канскую дорогу севернее Подкаменного зимовья и М. Патом — севернее устья Орлокона.

Начиная от верховий рек Солянки и Оноктах и южнее описываемая структурная зона охватывает не только полосу, сложенную известняками $M_3$, но и часть площади, сложенной карбонатной толщей нижнего и среднего кембрия. Это показывает, что в юго-восточной части нашего района сравнительно интенсивная складчатость захватывает более высокие стратиграфические горизонты.

**Фиг. 10. Дисгармоничная складчатость известняков и алевролитов $M_2$ в долине р. Молво.**

*1* — алевролиты; *2* — известняки; *S* — сбросы.

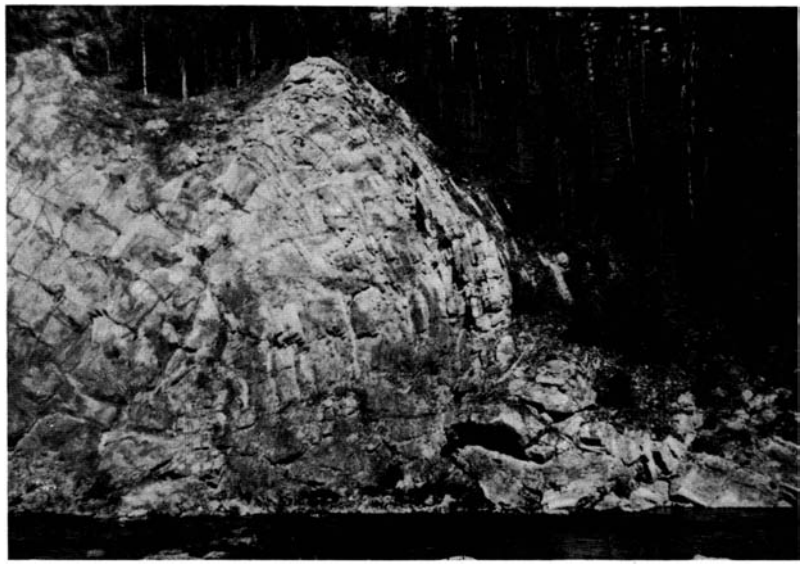
Благодаря погружению шарниров складок на Молво, там в антиклиналях описываемой зоны не вскрываются породы отдела $M_2$. Вблизи западной границы зоны на Молво ряд обнажений позволяет наблюдать интересную картину дисгармонической складчатости известняков $M_3$ и алевролитов $M_2$ (фиг.10). В то время как алевролиты, обнажающиеся в цоколе то 1-й, то 3-й надпойменных террас Молво, на протяжении нескольких километров, обнаруживают довольно мелкую складчатость, с тенденцией складок к опрокидыванию на северо-восток и раздавливанию северо-восточного крыла (см. зарисовку обнажения, фиг.11), известняки $M_3$, слагающие оба высоких скалистых склона долины Молво, на этом же интервале образуют одну широкую пологую синклиналь (см. разрез E — F).

Вся площадь нашего района, расположенная юго-западнее описанной зоны, испытала более сильную складчатую деформацию.

Можно еще раз подчеркнуть, что границы, проводимые нами между зонами различной интенсивности деформаций, условны; в действительности всюду наблюдаются постепенные переходы. Однако в целом юго-западная часть области развития патомского комплекса характеризуется наличием изоклинальных и большей частью опрокинутых на северо-восток складок, хорошо выдержанных по простиранию и уходящих за пределы нашего района. В складчатости принимают участие три отдела патомского комплекса ($M_1$, $M_2$ и $M_3$), достигающие здесь максимальной мощности. Вдоль южной границы района в верховьях Молво шарниры складок вздымаются и синклинали оказываются сложенными теми же сланцами и алевролитами $M_2$, что и антиклинали.

Углы падения в крыльях изоклинальных складок чаще всего колеблются в пределах 40—60°.

Такой постепенный переход в поперечном разрезе складчатой зоны от изоклинальных, опрокинутых на северо-восток складок патомского комплекса на юго-западе, до почти горизонтального, слегка волнистого залегания нижнего силура на северо-востоке, безусловно показывает, что вся эта складчатая структура возникла в результате единого, хотя, быть может, и весьма длительного во времени и прерывистого процесса. Если даже мы наблюдаем в различных частях пересекаемой складчатой зоны структуры, обусловленные различными по времени



Фиг. 11. Дислоцированные известняки $M_3$ в долине р. Молво.

складкообразующими движениями, то все эти движения развивались по единому плану.

Следует отметить еще одну особенность области развития изоклинальных складок.

Алевролиты, сланцы и, в меньшей степени, известняки здесь разбиты двумя системами трещин кливажа, из которых одна имеет северо-восточное простирание и направлена диагонально к направлению складок, а вторая располагается к ней под углом около 75° и ориентирована почти перпендикулярно к осям складок. Диагональная система кливажа часто бывает выражена очень интенсивно. Как исключение диагональный кливаж наблюдается местами и в складках, расположенных значительно северо-восточнее описываемой зоны.

Заканчивая характеристику структуры южной части нашего района, расположенной к юго-востоку от Б. Патома, нужно сказать несколько слов о простирании складок. Простирания осей складок изменяются от 320 до 340°. Вблизи устья М. Патома наблюдается изгибание складок на северо-западе, в результате чего пестроцветные алевролиты $M_2$, выходящие в антиклинали Теплого ключа на Канской дороге, заворачивают на северо-восток и пересекают долину Лены несколько ниже устья М. Патома. Такое изменение простирания складок связано с соответствующей ориентировкой структур в северо-западной части нашего района, к описанию которых мы и переходим.

Северо-западнее М. Патома наблюдается своеобразная очень крупная антиклинальная структура, в ядре которой выходят конгломераты, кварцитовидные песчаники и известняки отдела $M_1$. Эти породы занимают большую площадь, располагаясь в верховьях Орлокона, Кутукана, в низовьях Б. Патома, переходя выше его устья на левобережье Лены и занимая здесь почти весь бассейн В. Каменки.

В промежуточной зоне между ядром этой структуры и М. Патомом располагаются сланцы и алевролиты $M_2$ и известняки $M_3$. Они сложно дислоцированы. Шарниры синклиналей резко вздымаются и оси при этом расходятся, как бы приспособляясь к очертаниям структуры Б. Патома.

Весь комплекс пород, выходящих в ядре антиклинальной структуры Б. Патома, обладает северо-северо-восточным простиранием. Толща $M_1$ смята в крутые складки, иногда симметричные, иногда опрокинутые на северо-восток и, видно, разорванные. Мощные тела габбро-диабазов, интрудировавшие в породы толщи $M_1$, сильно затрудняют расшифровку деталей структуры.

На левобережье Лены породы толщи $M_1$ вдоль их западной границы, вплоть до северной рамки планшета, испытывают изменения простирания от северо-восточного через меридиональное до северо-западного, с нормальным падением на северо-запад, запад и юго-запад.

Вдоль восточной окраины структуры Б. Патома по левобережью Лены против устья М. Патома протягивается изгибающаяся полоса собранных в складки толщ $M_2$, $M_3$ и $M_4$. Изгибы складок этой полосы от северо-восточного направления до северо-западного, а затем меридионального, также подчинены антиклинали Б. Патома, крылом которой является вся описываемая полоса.

Изложенные данные по структуре изученного района в сопоставлении с характером стратиграфического разреза приводят к следующим выводам:

1) В пределах исследованного района отсутствует какая бы то ни было стратиграфическая или тектоническая граница, которую можно было бы рассматривать как границу между протерозоем и кембрием.

На геологической карте Союза в масштабе 1 : 2 500 000 граница между протерозоем и кембрием пересекает наш район и проводится через верховья Ю. Маректы, большую излучину Молво, верховья

Б. Валюкты на М. Патом к устью Горбылаха. При этом границе придается фестончатый характер (вершины фестонов направлены на северо-восток).

Фестоны должны изображать каледонские складки северо-восточного простирания, наложенные на протерозой.

Как явствует из всего изложенного, в районе отсутствует даже подобие такой структуры и в пределах всего района развиты складки северо-западного, а не северо-восточного простирания. Кроме того, вся площадь, отнесенная на указанной карте к протерозою, сложена теми же формациями, что и площадь, отнесенная на той же карте к кембрию. Между прочим, интересно отметить, что в литературе, начиная с А. К. Мейстера (1914) и кончая В. В. Домбровским (1940), никем не приводилось данных, обосновывающих фестоны, изображенные на геологической карте Союза.

2) В пределах района всюду наблюдается совершенно постепенный переход от нормально-осадочных пород к метаморфизованным, причем нигде не устанавливается сколько-нибудь отчетливая граница между теми и другими. Все попытки выделения нормально-осадочных пород и «метаморфических сланцев» в пределах нашего района приводят к совершенно искусственным построениям.

Интересно, что по этому вопросу очень четкую и целиком верную формулировку дал еще А. К. Мейстер (1914). Он писал: «Входящие в состав свиты песчаники и сланцы, выступающие в верховьях М. Патома, как по своему минералогическому составу и структуре, так и по степени их метаморфизма, очень близко стоят к таковым же породам метаморфической группы, развитой в бассейне Энгажимо.

Подвигаясь дальше на север, вниз по М. Патому, мы будем встречать все те же породы, но одновременно будем наблюдать все большее уменьшение степени метаморфизма, пока, наконец, не встретимся в низовьях реки с такими песчаниками и сланцами, которые нельзя уже без некоторой натяжки отнести к «метаморфическим». Здесь они скорее представляются породами неизмененными. Но все-таки они так несущественно отличаются от пород, развитых в верховьях Патома, что нельзя их относить к какому-либо другому стратиграфическому горизонту. Отличие между теми и другими настолько несущественно, что с равным правом можно считать и породы верховьев реки «неизмененными» или, наоборот, породы низовьев «метаморфическими».

Прослеживая весь стратиграфический разрез от нижнего силура до низов нижнего кембрия, мы видим постепенное и, по существу, незначительное прогрессирующее усиление метаморфизма.

Породы юго-западной части района, по М. Патому до устья Б. Валюкты, по Б. Валюкте и по Молво до устья Ю. Маректы, помимо наиболее сильного регионального метаморфизма обнаруживают проявление гидротермального метаморфизма, связанного, возможно, с еще не вскрытыми эрозией интрузиями. В пределах этой площади локализуется развитие оттрэлита в алевролитах и обилие кварцево-карбонатных прожилков, хотя отдельные проявления такой же минерализации наблюдаются и к востоку и к северо-востоку.

3) Помимо единого плана складчатости для всех формаций, начиная с патомского комплекса и кончая нижним силуром, следует подчеркнуть постепенное ослабление складчатости в направлении от сильно дислоцированного геосинклинального патомского комплекса к типичному платформенному по литологическому составу и условиям залегания нижнему силуру.

4) Габбро-диабазы образуют в районе многочисленные гипабиссальные, сравнительно небольшие тела, чаще всего пластовые, подчиненные складчатым формам. Отсутствие катаклаза в габбро-диабазах и правильное развитие в них трещин отдельности указывают на то, что после

своего застывания эти породы не подвергались складчатости. Следовательно, интрузии габбро-диабазов происходили после того, как район приобрел свойственную ему складчатую структуру.

5) Дизъюнктивные нарушения в формировании структуры исследованного района не играли существенной роли. Наличие дизъюнктивов довольно крупного масштаба можно предполагать в ядре антиклинали Б. Патома. В других пунктах района приходилось иногда наблюдать незначительные смещения надвигового типа, амплитуда которых измеряется немногими метрами.

## V. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ РАЙОНА

Переходное положение, занимаемое нашим районом между зоной Байкальской складчатости и Сибирской платформой, и его приуроченность к тому участку геосинклинали, структура которого вызывает много споров, делают исчерпывающее освещение геологической истории района очень сложным. Полное освещение этого вопроса может быть дано, очевидно, только при рассмотрении геологии больших площадей, выходящих далеко за пределы района. Поэтому мы намеренно ограничиваемся изложением фактических материалов, полученных при картировании.

Архейский период истории района остается для нас неизвестным.

Вопрос о наличии или отсутствии протерозоя и о характере его границы с кембрием до настоящего времени настолько не ясен, что не может здесь рассматриваться. Во всяком случае мы считаем, что к протерозою могут относиться только толщи, отделенные несомненным и регионально проявленным несогласием от нижележащего нижнего кембрия.

Поскольку внутри наблюдаемого нами разреза такие несогласия отсутствуют, а верхи разреза, бесспорно, являются кембрийскими, мы относим к кембрию всю немую толщу нашего района, независимо от ее суммарной мощности.

Повидимому, нижняя граница нашего разреза является нижней границей разреза и для всего собственно Патомского нагорья (к северу от Витима).

Бесспорных контактов с археем здесь нигде не наблюдается. Ближайшими к нашему району выходами архея следует считать выходы архея алданской плиты на Чаре.

Судя по гальке, входящей в состав конгломератов толщи $M_1$, осадки трансгрессирующего моря нижнего кембрия ложились непосредственно на глубоко эродированный архей. Поскольку мы не знаем самых низов разреза и непосредственного контакта, точнее будет считать, что в момент отложения низов наблюдаемой части разреза толщи $M_1$ где-то в непосредственной близости еще имелись участки архейской суши, подвергавшиеся интенсивной денудации.

Необходимо отметить, что при прослеживании горизонтов, являющихся аналогами нашей толщи $M_1$, в глубь Витимо-Патомской горной страны, мы видим ряд фациальных переходов от преимущественно конгломератовых к преимущественно песчаным отложениям и ко все более широкому развитию известняков.

Разрез толщи $M_1$ отражает весьма непостоянный режим осадконакопления, в котором чувствуется близость береговой линии и неоднократные колебательные движения дна бассейна. Крупногалечные конгломераты, которые могли отлагаться только вблизи берегов, неоднократно сменяются песчанистыми отложениями и переслаиваются с маломощными известняками. Эти известняки богаты углистым органическим веществом. Их конгломератовидный характер подчеркивает неустойчивость режима осадконакопления. Петрографическая однородность всей массы материала, образующего как конгломераты, так и песчаники, показывает,

что несмотря на неоднократные изменения режима отложения источники питания терригенным материалом оставались те же.

Ко времени отложения верхов толщи $M_1$ морской режим района делается более устойчивым, на что указывает переход конгломератовидных известняков верхов свиты в нормальные по текстуре черные оолитовые известняки.

По мнению В. В. Домбровского (1940), море, покрывавшее описываемую территорию в этот период, «отличалось ненормальной соленостью, не свойственной открытому океану. Вероятно, здесь располагались бассейны замкнутого типа, возможно опресненные, с недостаточной вентиляцией, в которых не могли существовать сложные организмы, но зато широко развивались известковые водоросли и планктон...»

Дальнейшее углубление моря и, повидимому, довольно быстрое прогибание геосинклинали зафиксировано в разрезе толщи $M_2$, в составе которой преобладают глинистые сланцы и глинистые алевролиты.

Как изложено выше, толща $M_2$ представлена в пределах нашего района тремя фациями, аналоги которых прослеживаются вдоль всей окраины Патомского нагорья. Эти фации знаменуют собой быстрое обмеление моря в направлении с юго-запада на северо-восток.

Собственно геосинклинальный режим в эту эпоху был свойствен только юго-западной части нашего района, в пределах которого отлагалась мощная толща сланцев и алевролитов филлитовой фации $M_2$. Разрез этой толщи указывает на процесс длительного погружения дна бассейна, во время которого происходило отложение довольно однородного и тонкого, главным образом глинистого, частью алевролитового и карбонатного материала. В верхах свиты имеет место переслаивание алевролитов с песчаниками, вызванное, повидимому, более интенсивным поступлением в бассейн терригенного материала и изменявшимися условиями течений.

Уже фация углистых алевролитов $M_2$, располагавшаяся в центральной части нашего района, обладает значительно меньшей мощностью, большой изменчивостью разреза (частое переслаивание известняков, алевролитов, песчаников) и, в целом, более грубым составом. Такое изменение характера свиты намечает переход к эпиконтинентальному бассейну.

Третья фация толщи $M_2$, представленная пестроцветными алевролитами с прослоями песчанистых и мергелистых пестрых известняков, развита по периферии Патомского нагорья. Осадки этого типа отлагались в устойчивом, сравнительно мелком бассейне, дно которого испытывало частые колебания незначительной амплитуды, без всяких следов длительного погружения. Мощность осадков этой фации примерно в четыре раза меньше мощности осадков геосинклинальной зоны.

В дальнейшем переход к толще $M_3$ отражает некоторое общее обмеление моря на всей территории района, при почти полном прекращении поступления в бассейн кластического материала. В эту эпоху отлагаются почти исключительно известняки, сначала преимущественно оолитовые, позже в значительной части органогенные, водорослевые. Это подчеркивает незначительную глубину моря, наличие многочисленных отмелей, поросших водорослями.

Скорость и глубина погружения юго-западной части района вновь возрастают в тот отрезок времени, который отвечает отложению толщи кварцитовидных песчаников $M_4$. Резкое изменение состава осадков указывает на какие-то значительные тектонические процессы, в результате которых были подняты выше уровня океана и эродированы крупные массы нижнекембрийских или докембрийских пород. Сравнительная однородность фракций и минералогического состава песчаников показывает, что эти тектонические движения происходили в достаточном удалении от нашего района.

На этом заканчивается известная нам история осадконакопления в пределах Патомской геосинклинали, так как все более высокие горизонты наблюдаются только в пределах платформы (на северо-восточной территории района).

Как уже отмечалось, есть основания предполагать, что осадки рассмотренных толщ $M_1$, $M_2$, $M_3$ и $M_4$ начали сминаться в складки еще до начала отложения вышележащих известняков нижнего и среднего кембрия. При этом на границе формаций патомского комплекса и карбонатных отложений нижнего и среднего кембрия отсутствуют следы длительного перерыва процесса осадконакопления и какие-либо следы эрозионного цикла. В бассейне Молво карбонатные породы совершенно согласно, без следов размыва, ложатся на песчаники $M_4$, а на Лене, выше Нохтуйского, — на известняки $M_3$. Таким образом, горизонт $M_4$, уже на Молво обладающий весьма незначительной мощностью, здесь совершенно выпадает. Это выпадение легко объясняется фациальным выклиниванием горизонта, хотя не исключается возможность местного размыва в результате неравномерного колебания дна бассейна.

Дальнейшая история района связана с развитием, повидимому, мелкого моря, в котором местами создавались даже лагунные условия. По нашему мнению, имеется слишком мало оснований для того, чтобы считать карбонатные породы нижнего и среднего кембрия осадками глубокого открытого моря, как это допускают многие авторы, в том числе В. В. Домбровский (1940). В среднем кембрии бассейн был окончательно осушен, и район до начала отложения красноцветных осадков верхнего кембрия подвергался эрозии.

Лагунные красноцветные отложения верхнего кембрия, за пределами нашего района гипсоносные, в конце верхнего кембрия или в начале нижнего силура вновь сменяются отложениями неглубокого, но открытого моря, с более или менее нормальной соленостью.

Нижнесилурийская трансгрессия моря, так же как и верхнекембрийская лагунная фаза развития района, распространяется на громадные территории Сибирской платформы и проявляется везде почти однозначно. Скорее всего, конечно, эти весьма сходные в литологическом отношении, развитые на больших пространствах свиты, по времени своего формирования не вполне синхронны.

Повидимому, уже в верхах нижнего силура снова установился лагунный режим, так как верхи ордовика представлены в нашем районе красноцветными осадками $S_1^b$. Горизонт $S_1^c$, судя по фауне, собранной отрядом Н. С. Зайцева северо-восточнее нашего района, в верховьях Меличана, может быть, относится к верхнему силуру. Таким образом, в верхнем силуре можно констатировать новое незначительное углубление бассейна с отложением карбонатных фаций в пределах Березовско-Бирюкской синклиналии.

На этом кончается непрерывный разрез осадочных образований нашего района.

Геологическая история района после верхнего силура очень неясна. Основные положения, относящиеся к этому этапу развития района, сформулированы А. Г. Ржонсницким (1918) и подробно разобраны В. В. Домбровским (1940). Наши наблюдения не вносят в эти положения ничего нового.

## ЛИТЕРАТУРА

Борисяк А. А. Геологический очерк Сибири. 1923.

Гапеева М. М. К вопросу о характере сочленения платформы и нагорья в Олекминско-Витимской горной стране. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1946, № 2.

Герасимов А. П. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1902 г. Геол. иссл. в золот. обл. Сибири. Ленский золотоносн. район, 1905, вып. 3.

Герасимов А. П. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1903 г. Геол. иссл. в золот. обл. Сибири. Ленский золотоносн. район, 1907, вып. 4.

Грибова Н. А. и Ситников С. П. Новые данные о возрасте и стратиграфии «ленских известняков» (р. Лена между г. Усть-Кут и с. Нохтуйское). Доклады Акад. Наук, 1947, 55, № 2.

Демин А. А. Геологические исследования в бассейне рр. Жуи и Малого Патома в 1908 г. иссл. Геол. в золот. обл. Сибири. Ленский золотоносн. район, 1910, вып. 5.

Домбровский В. Б. Геология Байкало-Патомского нагорья. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., 1940, вып. 26.

Зайцев Н. С. и Покровская Н. В. Стратиграфия и тектоника нижнепалеозойских отложений района среднего течения р. Лены. Очерки по геологии Сибири, 1950, вып. 15.

Зегебарт Д. К. и Старостина З. М. К вопросу о геологической истории северо-восточной части Байкальской складчатой зоны. Пробл. сов. геол., 1935, № 3—4.

Мейстер А. К. Восточная окраина Ленского золотоносного района. Геол. иссл. в золот. обл. Сибири. Ленский золотоносн. район, 1914, вып. 10.

Обручев В. А. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири. Изд. Акад. Наук, 1932.

Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1. Докембрий и древний палеозой. Изд. Акад. Наук, 1935.

Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Изд. Акад. Наук, 1931—1938.

Преображенский П. И. Северная и западная окраины Патомского нагорья. Геол. иссл. в золот. обл. Сибири. Ленский золотоносн. район. 1910, вып. 5.

Ржонсницкий А. Г. Западная часть Лено-Вилюйского междуречья по долинам рр. Пеледуя, Нюи, Чоны и Вакунайки. Изв. Геол. ком. 1917, 36, № 1.

Ржонсницкий А. Г. Исследования в восточной части Лено-Вилюйского междуречья. Изв. Геол. ком., 1918, № 1.

Ржонсницкий А. Г. О циклах эрозии Приленского края. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1928, 6, вып. 2.

Старостина З. М. Геологическое строение северной окраины Патомского нагорья и прилегающей части Ленского пенеплена. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1935, 13, вып. 3.

Чекановский А. Л. Предварительный отчет о Ленско-Олекминском путешествии. Изв. Русск. геогр. общ., 1876, 2.

Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1932, вып. 3—4.

De Launay L. La géologie et les richesses minerales de l'Asie. Paris, 1911.

## СОДЕРЖАНИЕ


Стр.

Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская. Стратиграфия и тектоника нижнепалеозойских отложений района среднего течения р. Лены . . . . . 3
Введение . . . . . 3
Краткая история исследований района . . . . . 3
Стратиграфия . . . . . 6
Кембрийские отложения . . . . . 7
Средний кембрий ($Cm_2$) . . . . . 7
Верхний кембрий ($Cm_3$; верхоленская свита) . . . . . 11
Силурийские отложения . . . . . 16
Устькутская свита ($S_1$) . . . . . 16
Илюнская свита($S_1$? — $S_2$) . . . . . 19
История развития движений и осадконакопления в течение нижнего палеозоя 22
Юрские отложения . . . . . 24
Изверженные породы . . . . . 25
Тектоника . . . . . 26
Литература . . . . . 36

Ю. П. Ивенсен и С. А. Салун. Стратиграфия и тектоника северо-восточной окраины Патомского нагорья . . . . . 39
Введение . . . . . 39
I. Обзор литературы . . . . . 40
II. Стратиграфия . . . . . 41
Патомский комплекс (M) . . . . . 43
Нижний и средний (?) кембрий ($Cm_1 + Cm_2$?) . . . . . 52
Верхний кембрий ($Cm_3$) — «верхоленская свита» . . . . . 56
Нижний силур ($S_1$) . . . . . 57
Юра (?) . . . . . 60
III. Изверженные породы . . . . . 60
IV. Тектоника . . . . . 65
V. Геологическая история района . . . . . 71
Литература . . . . . 73

Цена 6 руб.