

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 85. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 24). 1947

В. П. МАСЛОВ

ГЕОЛОГИЯ ВЕРХОВЬЕВ РЕК ЛЕНЫ И КИРЕНГИ

*Обществу
наверх*

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

В. П. МАСЛОВ**ГЕОЛОГИЯ ВЕРХОВЬЕВ РЕК ЛЕНЫ И КИРЕНГИ****ВВЕДЕНИЕ**

Исследованный район находится в пределах листа № 48 в крайней северо-восточной его части. Ограничивается район на юге рр. Чанчур и Леной, на западе р. Леной, на севере рр. Тутурой, Чикан и Тулуктумур и на востоке — восточной границей листа № 48. Главная часть площади находится в Качугском административном районе Иркутской области, небольшие участки — в Жигаловском и Казачинском районах. В задачу исследований входила геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 всего этого района. Работа производилась в 1939/40 г. Институтом геологических наук Академии Наук СССР на средства Восточно-Сибирского геологического управления. В работе принимали участие, кроме автора настоящего очерка, Л. Ф. Калмыков, И. И. Катушенко, С. И. Малинин и С. В. Тихомиров.

До наших исследований значительная часть площади, даже для карты масштаба 1 : 1 000 000, являлась белым пятном. Некоторые реки (Тонгода, Туколонь, Беря, мелкие реки верховий р. Лены) или совсем не были нанесены на карты, или проведены неверно.

Топографической основой для наших работ послужила маршрутная геологическая карта масштаба 1 : 500 000, составленная ранее И. И. Катушенко, а также глазомерная съемка, произведенная участниками экспедиции. В результате была составлена карта 1 : 1 000 000 масштаба, изменившая расположение некоторых рек и заполнившая белые пятна (фиг. 1).

Пользуюсь случаем, чтобы выразить свою признательность И. И. Катушенку за предоставление им своих материалов и за помощь, которую он оказал при организации и в процессе работы, а также поблагодарить всех перечисленных сотрудников за совместную дружную работу.

Несколько стесненный листажем, я вынужден был выбросить всю географическую часть и обзор литературы.

1. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА

Весь изученный район делится на две отличные друг от друга зоны: 1) зону Байкальского нагорья и 2) зону Приленской плоской возвышенности. Внутри этих зон выделяются другие более мелкие орографи-

стороны, с юга на север характер нагорья не остается постоянным. В верховьях р. Лены гольцы имеют вид высоких округлых сопок, часто с плоскими вершинами абсолютной высотой до 1500 м. Долины между ними плоские, широкие, часто степные, за исключением мелких притоков, образующих крупные овраги и ущелья. Склон, обращенный к оз. Байкалу, изобилует крутыми ущельями и снизу представляется в виде алпийского, трудно доступного горного хребта. Тем более резок контраст с верхней частью гольцов, где по плоским степным долинам можно ездить и рысью, и вскачь, а вершины сопки легко доступны пешеходу.

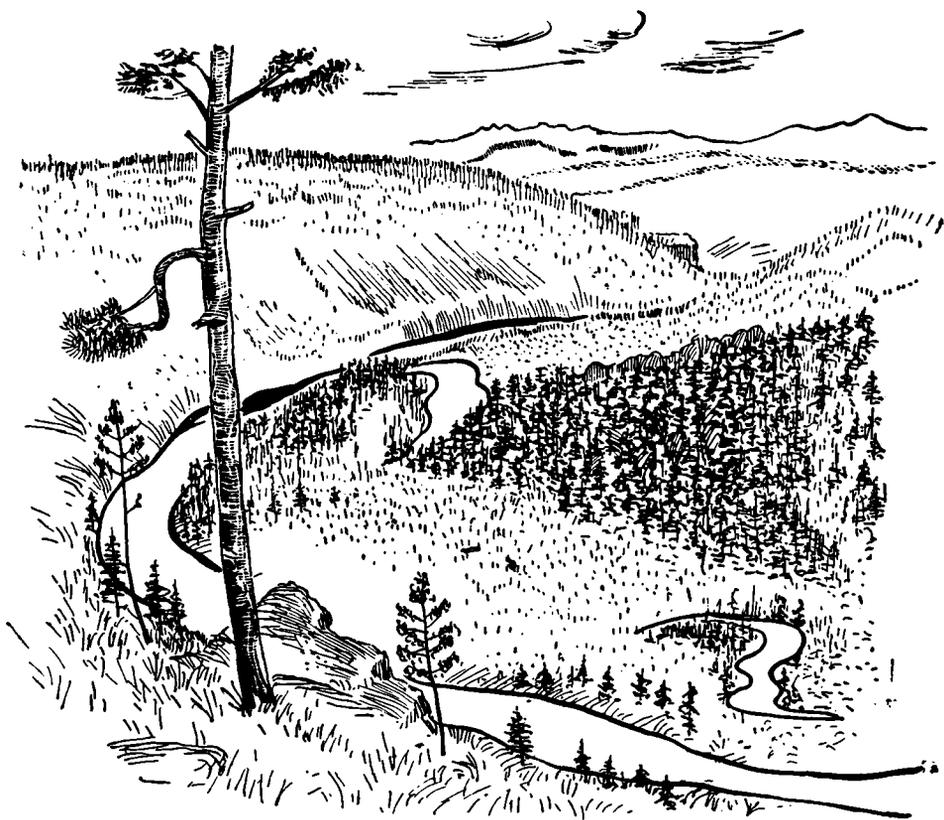
Другая картина наблюдается в верховьях рр. Толококтая и Тонгоды. Затупленные вершины постепенно сменяются острыми гребнями, а вместо широких высокогорных долин мы видим глубокие троговидные долины, вверху начинающиеся широкими цирками с крутыми стенками. Здесь рельеф и на западной, и на восточной стороне нагорья приобретает альпийский характер, вершины становятся все выше, и все большее пространство приходится на гольцы (см. фиг. 33, стр. 57). При более высоком положении поверхности нагорья в верховьях р. Тонгоды, Улькэна и Киренги расчлененность рельефа значительно возрастает, а общий облик его говорит о деятельности здесь древних ледников, о чем речь будет ниже.

Переход нагорья в Приленскую плоскую возвышенность в разных местах происходит различно. В верховьях р. Лены на запад простирается гористо-холмистая страна, сначала сильно расчлененная и увенчанная гольцовыми вершинами, затем приобретающая холмистый вид с водоразделами, постепенно приближающимися к нормальной высоте Приленской возвышенности (600—900 м). Совершенно другую картину мы наблюдаем севернее р. Лены в верховьях рр. Толококтая и Тонгоды. Здесь описанные выше гольцовые хребты альпийского типа резким уступом сменяются Приленской возвышенностью с совершенно плоскими водоразделами. Троговидные и V-образные долины горной страны при переходе в Приленскую возвышенность приобретают трапециoidalный профиль и придают ландшафту иной характер (см. фиг. 2). На р. Тонгоде, так же как и по р. Киренге, близ гольцовой зоны хорошо виден этот контраст между плоской страной с глубоко врезыными долинами и возвышающейся над ней метров на 500 стеной зубчатых и лишь частично плосковерхих гольцов.

Абсолютные отметки Приленской возвышенности в верховьях рр. Лены и Киренги достигают 1200—1300 м. К западу и северо-западу эта возвышенность медленно понижается. По данным В. П. Половникова (1910), отметки в верховьях рр. Тонгоды и Толококтая близки к 900 м, на Юкте II — 984 м, в верховьях Юкты I — 900 м, у оз. Тулон — 800 м, у дер. Шевыкан — 695 м, у сел. Качуг — 532 м и у Жигалова — 440 м. Эти цифры характеризуют пологое снижение Приленской возвышенности.

Как уже было сказано выше, эта возвышенность довольно сильно расчленена гидрографической сетью, которая сильно сгущается при учете огромного количества «падей» с мелкими ручейками, являющимися притоками основных водных артерий. В результате этого расчленения получилась поверхность, которую П. И. Преображенский (1912), наблюдая с высот Байкальского нагорья, охарактеризовал как поверхность, на которой «...до самого края, куда хватит глаз, нигде не видно ни одной выдающейся вершины, — лишь ровные, широкие, одинаковой высоты водоразделы, как волны застывшей мертвой зыби».

Действительно, в панораме, открывающейся с гольцовой гряды в верховьях р. Тонгоды на север и запад, бросается в глаза совершенно ровное пространство, на котором выделяется только хребет Вóруй в виде ровной длинной горы и на севере — зубчатые вершины гольцового нагорья, резко выдвигающиеся к западу севернее верховьев р. Улькана. На остальном пространстве глазу не на чем задержаться, настолько пологи и ровны водоразделы Приленской возвышенности.



Фиг. 2. Долина р. Тонгоды ниже морен. Вид с запада на гольцовое нагорье
(Рис. В. П. Маслова)

Водоразделы представляют собой по большей части так называемые «столовые горы», характеризующиеся довольно плоской, слегка наклонной к северо-западу поверхностью. В местах, где они сложены легко размываемыми породами верхнего кембрия, бровки склонов сглажены, а сами склоны более пологие. Кроме того, относительная высота этих водоразделов обычно ниже сложенных доломитами и доломитовыми известняками среднего кембрия. Таким образом, высоты водоразделов не везде одинаковы, как это отмечал П. И. Преображенский. Характерным примером служит значительно возвышающийся над остальными водоразделами хребет Вóруй между рр. Киренгой и Ульканом. Этот хребет, сложенный карбонатными породами среднего кембрия, отличается довольно крутыми склонами и на 120—200 м превышает окружающие водоразделы, которые сложены известковистыми песчаниками

верхнего кембрия. Присутствие этого «хребта» А. Г. Ржонский объяснял наличием здесь крупного шарьяжа. Нам же происхождение его представляется несколько иначе, а именно как результат размыва более мягких пород верхнего кембрия вокруг пород среднего кембрия, выходящих в шарнире антиклинальной складки (см. тектоническую и геоморфологическую карту). Довольно высок водораздел между рр. Чембурчан и Киренгой, а также в устье р. Тонгоды и т. д.

Приленская возвышенность к западу от р. Киренги представляется совершенно плоской пенеализированной страной, интенсивно изрезанной рядом мелких и глубоких долин. Эта плоская возвышенность является типичной холмистой равниной, чаще всего с более или менее мягко очерченными плоскими, как бы срезанными под один уровень водоразделами с пологими склонами.

Главная водораздельная гряда, образующая в средней и северной части нашего района водораздел бассейнов рр. Лены и Киренги, ярко выражена в районе стойбища Вершина Тутуры и далее на северо-северо-восток, вплоть до верховьев рр. Чентоки и Кокана. В южной своей части она сильно сужается, образуя довольно крутой восточный склон, особенно в промежутке между озерами Тутурское и Эконор. Здесь вершины рек бассейна Лены и бассейна Киренги сильно сближаются, например, рр. Тутура, Келора и приток Келоры с р. Натаем и его притоками. Севернее эта водораздельная гряда расширяется и становится более полого-склонной.

В южной своей части у оз. Эконор указанная гряда имеет отметку перевальной линии 850—900 м (барометрические измерения), вершина р. Ковылей имеет уже отметку 700 м, верховье р. Чавиды 680 м. Следовательно, высота этой гряды на север значительно снижается.

На юг, равно как и на юго-восток, описываемая водораздельная возвышенность своего естественного продолжения не имеет и переходит резко в широкую, простирающуюся далеко на северо-восток, относительно более низкую, слегка всхолмленную равнину, на большом пространстве заболоченную и часто покрытую буграми торфяников.

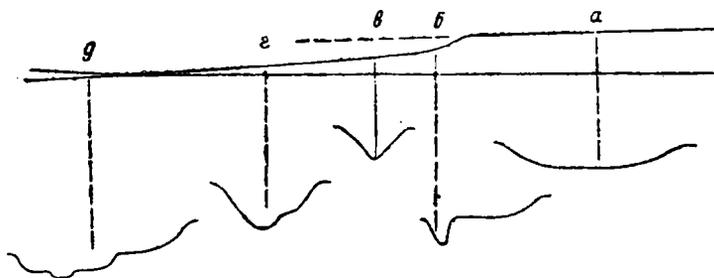
Эти данные, наряду с другими, изложенными ниже, заставляют предполагать наличие здесь широкой древней долины, которая прорезала эту возвышенность, тем более, что с юго-востока низменная заболоченная равнина ограничивается очень пологой, широкой грядой, параллельной долине р. Малой Анги.

На восток от главной водораздельной гряды Киренга — Лена, в направлении на северо-северо-восток также простирается широкая относительно невысокая (600 м) равнинная полоса, полого поднимающаяся к востоку.

На запад и юго-запад от главного водораздела (вышеуказанной гряды) рельеф более расчленен. Отдельные водораздельные гряды, например между рр. Тутурой и Леной, достигают высоты почти 900 м (юго-западнее Кичигирова), и склоны их, особенно в верхней части, отличаются относительной крутизной. Простирание большинства водораздельных гряд северо-восточное или северо-северо-восточное.

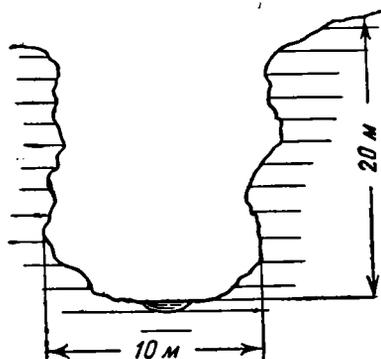
Формы долин очень разнообразны. В верховьях рек они обычно имеют вид старческих, дряхлых, пологих и широких долин со слабым водостоком или без него. Затем начинается быстрое врезание русла, долина приобретает V-образный или каньонообразный поперечный профиль. В вершинах рр. М. Аная, Панкучи, Баденжекита, Бирамия, Илгамакита, Чембурчана и т. д. можно отчетливо наблюдать эту последовательность. Очень характерным в этом отношении является

М. Баденжекит, долина которого в верховьях имеет совсем пологие берега и в общем имеет вид очень пологого углубления, сильно заболоченного, с пологой покатостью на северо-восток. Затем, через 3—4 км,



Фиг. 3. Продольный и поперечные профили долины реки, берущей начало в древней долине в нагорье (схема).

в середине долины появляется небольшое русло в виде канавы (фиг. 3, б) которое, постепенно углубляясь, образует по сторонам уступы-террасы, все более повышающиеся относительно русла вниз по течению (фиг. 4). Дальше река, врезавшись на глубину около 100 м, приобретает трапециевидный поперечный профиль (фиг. 5). Здесь обычно широко развиты меандры, вне зависимости от того, является ли течение реки бурным или более спокойным. Все более или менее крупные речки имеют такой профиль, осложненный террасами (фиг. 3, г). В коренных берегах таких долин вследствие подмыва рекой часто встречаются хорошие обнажения коренных пород (см. фиг. 26, стр. 51). Далее, вниз по реке, долина обычно сильно расширяется, достигая одного-двух и до нескольких километров ширины. Террасированность настолько большая, что трапециевидная форма поперечного сечения затушевывается и теряется.



Фиг. 4. Каньон р. Баденжекит в верховьях при выходе из древней долины в нижнюю часть этой реки.

В поперечном профиле большинство речных долин, врезанных в почти плоскую Приленскую возвышенность, чаще всего имеет форму трапеции. Это долины с довольно крутыми склонами и плоским широким дном (фиг. 3—5).

Ширина главных долин, например рр. Лены, Тутуры, Чикана, достигает 2—3 км, а рр. Киренги (в некоторых местах), Ханды, Келоры, Анги—3—4 км. Ширина плоского дна этих рек составляет 0.5—2 км.

Глубина долин рр. Киренги, Ханды и Чикана не превышает 275 м, долина же р. Лены врезана местами на 300—350 м. Большинство долин



Фиг. 5. Поперечный профиль долины р. Тонгоды ниже морен.

в исследованном нами районе имеет более или менее симметричное строение, однако нередко встречаются и асимметричные.

Там, где речные долины промыты среди пород известково-доломитовой толщи, они, как правило, имеют симметричные крутые обрывистые борта. Асимметричные же долины наблюдаются в тех случаях, когда река течет по контакту между песчаниками верхнего кембрия и карбонатными породами среднего кембрия. Такую асимметрию можно наблюдать также на р. Панкуча в месте, где она протекает по контакту между этими породами. В том случае, когда долина реки сложена однородными по составу и возрасту породами среднего или верхнего кембрия, можно наблюдать асимметрию долины вследствие различной инсоляции склонов, обращенных на север или на юг. Такая асимметрия прекрасно выражена на р. Юкта I в том месте, где река течет в широтном направлении. Кроме того, долины многих рек местами довольно сильно расширяются, обычно в устьевой части притоков. Реки, имеющие большое количество притоков (Лена, Киренга, Чининга и др.), приобретают четкообразную форму благодаря часто расположенным симметричным притокам. Так, долины рр. Лены, Тутуры и Киренги имеют расширения, достигающие в ширину 8—10 км и в длину 25—30 км. Эти расширения Н. В. Думитрашко (1935) называет «котловинами». Нам представляется, что это название не совсем соответствует генезису таких расширений, несомненно эрозионного происхождения.

Меандры. Обычно реки меандрируют, «путешествуя» по всей ширине долины и часто меняя свое русло; в особенности реки Приленской плоской возвышенности образуют много малых и больших излучин.

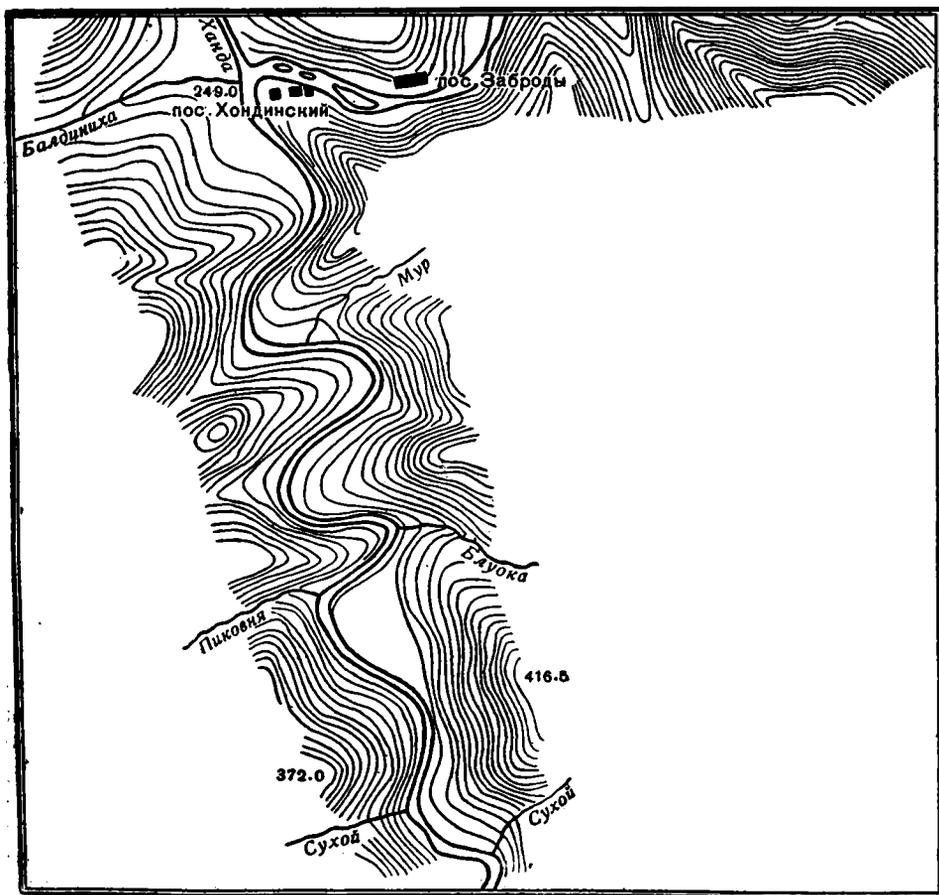
Рр. Ханда, Нотай, а также Лена и Тутура весьма сильно извиваются в многочисленных меандрах. Особенно многочисленны меандры в нижнем течении р. Ханды и Нотая; здесь они часто почти замыкаются.

Врезанные меандры. Кроме обычных меандр, которые образуются в аллювии, существуют еще врезанные меандры всей долины реки. Такие врезанные меандры можно наблюдать в отрезках более резкого углубления долин в коренные породы рр. Панкуча, М. Анай, Илгамакит и т. д., там, где долина имеет или V-образный или каньонообразный вид. Но встречаются врезанные меандры значительно более глубокие и более древние. Такой участок находится на р. Киренге между д. Муринья и Карам (часть его приведена на фиг. 6). Здесь, как видно из горизонталей двухверстной съемки и как можно наблюдать в натуре, вся долина, ограниченная крутыми коренными берегами и имеющая трапециевидный поперечный профиль, изгибается змеевидно. При этом мысы, выступающие в меандры, высоки и круты. Когда едешь на лодке вниз по реке, кажется, что она течет прямо в берег, и выхода для нее не видно или он ошибочно намечается в боковой пади притока р. Киренги.

Врезанные меандры на р. Киренге имеют преобладающее северо-восточное и юго-западное направление, что приблизительно совпадает с простиранием пород. Некоторые авторы связывали меандрирование рек с трещиноватостью пород. Если дело касается врезанных меандр долины реки, то такая связь не исключена, хотя для доказательства требуются дополнительные наблюдения, пока никем в достаточном количестве не произведенные.

Скрадывание долин. Врезывание реки узкой долиной в коренные породы иногда легко связывается со скрадыванием долин. Особенно резко это сказывается на некоторых участках с древними террасами. Так, например, у устья р. Б. Анай (или Ванай) р. Лена течет

в узкой и глубокой долине, прорезая среднекембрийские породы (см. фиг. 7). Перед этим ущельем долина р. Лены, широкая и обильная меандрами, проходила по контакту пород верхнего и среднего кембрия. Принимая во внимание более легкую разрушимость рыхлых верхнекем-



Фиг. 6. Врезанные меандры р. Киренги близ устья р. Ханды. Горизонтали через 10 саж. (выкопировка с карты масштаба 1 : 84 000).

брийских пород, такое положение долины следует признать вполне естественным. Тем более неожиданным кажется поворот р. Лены в область среднего кембрия, прорвав который и сделав большую петлю, она снова возвращается в область распространения верхнего кембрия. Если посмотреть на продолжение р. Лены у р. Тулуновой, т. е. в месте поворота первой в среднекембрийские породы, мы увидим не очень высокий (ок. 100 м) водораздел с развалистым седлом, который на юго-запад (по направлению первичного течения р. Лены) находит свое продолжение в широкой и пологой долине р. Дудовки. Вся долина этой реки проложена в верхнем кембрии, по ширине и разработанности же она не отвечает маленькому ручью Дудовке. С другой стороны, долина р. Б. Анай, а после ее устья и долина р. Лены, имеют значительную ширину, хорошо разработаны и глубоко врезаны. Если мы проследим р. Б. Анай до ее верховий, то увидим, что долина этой реки глубоко

врезана с самых истоков, значительно глубже, чем р. Лена, которая в своих верховьях как бы висит над пересекающей долиной Б. Аная. Таким образом Анай, вероятно, имея вначале более глубоко врезанную долину, чем р. Лена, и впадал в последнюю около д. Дудовки у устья



Фиг. 7. Излучины р. Лены в устье р. Б. Аная (выкопировка с карты масштаба 1:84 000).

речки того же названия, в то время как р. Лена текла там, где теперь течет р. Дудовка. В очень отдаленное время, отвечавшее образованию 100-метровой террасы, боковой приток Б. Аная на месте ущелья современной р. Лены (устье этого притока было в устье современного Б. Аная) прорезал водораздел между Б. Анаем и Леной и перехватил последнюю, спустив ее в долину (см. фиг. 7) Б. Аная.

Еще один интересный геоморфологический участок наблюдался нами в районе правых притоков р. Лены — рр. Илгамакита и М. Лены. Эти две реки текут в противоположных направлениях параллельно р. Б. Лене. Последняя извивается в настоящем каньоне, глубоко врезавшись в кем-

брийские породы. В то же время рр. Илгамакит и М. Лена в своих вершинах имеют широкую долину с аллювием на значительной высоте (фиг. 8). Очень возможно, что эта долина с мелкими притоками осушена и р. Лена приняла новое направление по молодому притоку, перехватившему целый отрезок ее. Время образования этого каньона р. Лены относится к значительно более раннему периоду, который связывается нами с большой перестройкой всей речной сети и образованием из древних речных долин сухих или заболоченных пространств.



Фиг. 8. Каньон р. Лены у устья р. Илгамакит (выкопировка с карты масштаба 1:84000)

Террасы. Этот элемент рельефа изучался почти всеми предыдущими исследователями. Так, Н. В. Думитрашко (1935) выделяет для Лены (Качуг — Кистенево) следующие 11 уровней последних:

I	терраса	2 — 4 м	VII	терраса	100 — 120
II	"	6 — 8 "	VIII	"	150
III	"	10 — 15 "	IX	"	200
IV	"	20 — 25 "	X	"	250
V	"	40 — 50 "	XI	"	275 — 300
VI	"	50 — 80 "			

Такое большое количество уровней речных террас не может считаться твердо установленным, так как лишь нижние, до 50 м высоты от меженного уровня, выражены более или менее четко и прослеживаются часто на значительном протяжении.

Древние долины. В некоторых случаях можно встретить высокие (более 100 м) террасы, которые по своему распространению не совпадают с современной речной сетью. К ним нужно отнести высокие и очень широкие долины некоторых рек, которые современной эрозией омолаживаются и которые, повидимому, являются остатками древних речных долин и обычно заполнены древним аллювием. Геоморфологически древние долины резко выделяются своими пологими бортами и пологим дном. Они составляют верховья мелких рек и иногда совпадают с их течением.

Древние долины можно было бы отнести к доледниковой эрозии. Они были созданы, по мнению А. Г. Ржонсницкого (1918), в промежут-

ке между юрским и четвертичным периодом. В это время, в результате поднятий, гидрографическая сеть располагалась в долинах северо-восточного простирания, что согласуется с простиранием складок.

Остатки этой древней гидрографической сети наблюдались нами в нескольких местах. Так, в верховьях рр. М. и Б. Анги древнее происхождение долин не оставляет никаких сомнений. Чрезвычайно широкие долины, сложенные довольно грубым аллювием, совершенно не соответствуют незначительным ручейкам, протекающим по ним. Н. В. Думитрашко (1935) относит все долины рр. М. и Б. Анги к числу древних только на основании того, что они довольно широки. Нам этот вывод представляется недостаточно обоснованным, поскольку здесь не обнаруживается древний аллювий. Древние же долины, располагавшиеся по всей вероятности много выше современных, проходят не только по направлению современных долин, но и как-либо иначе. Поэтому для подтверждения положения Н. В. Думитрашко необходимо более подробное исследование прилежащих водоразделов.

Не оставляет никаких сомнений древнее происхождение долины между рр. Тонгоды и Леной, носящей местное название «Мукутур». Направление ее северо-восточное. Совершенно ровная, слегка наклоненная на северо-восток поверхность долины имеет ширину более 3 км. Она расположена между двумя довольно высокими водоразделами, сложенными карбонатными породами среднего кембрия. Долина довольно сильно закарстована. По плоской части ее кое-где можно встретить остатки песчано-галечных отложений с гальками кристаллических пород несомненно аллювиального происхождения. Сейчас по этой долине течет исчезающий временами ручеек, который сам по себе не мог ни выработать такой долины, ни отложить такого аллювия.

Озера Ачеуль, Тулон и Тырка приурочены к древним долинам. По всей вероятности это реликты прежних, более крупных озер, о чем свидетельствует довольно большое количество сухих депрессий, расположенных вокруг них. Дно этих депрессий сложено илистым материалом, аналогичным осадкам, слагающим дно современных озер. Последние, по словам местных жителей, непрерывно мельчают и заиляются.

Болотистые места района приурочены не только к площадям залегания водонепроницаемых пород верхнего кембрия. Часто можно встретить заболоченные склоны, что объясняется обнажением водоносных горизонтов. Кроме того, заболоченность можно наблюдать и на некоторых участках распространения карбонатных пород среднего кембрия, в связи с наличием древнего аллювия и пятен «вечной» мерзлоты, которая сохраняется в этих местах благодаря существованию довольно мощного теплонепроницаемого слоя торфа. Такую заболоченность мы наблюдали в районе оз. Тулон.

Н. В. Думитрашко указывает, что, повидимому, древняя долина р. Натая имела на севере своим продолжением современную долину р. Ханды, которая в этом месте круто меняет свое направление из широтного в низовьях на почти меридиональное — выше устья р. Чентоки. Это предположение вполне подтверждается фактом обнаружения нами древнеаллювиальных отложений (гальки, кварца, порфирита и пр.) по левому склону долины р. Ханды в устье и верховьях впадающей в нее маленькой речки Приисковой.

Интересно нахождение древнего аллювия в верхней части склонов долины (среднее течение) р. Чентоки, а также Тыгылана.

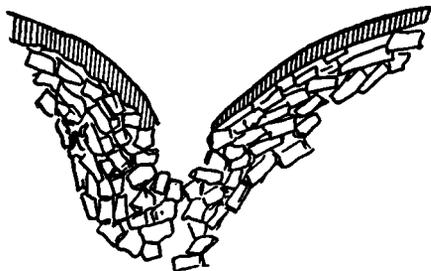
На юго-юго-запад реликты этой долины от р. Натая прослеживаются, таким образом, через верховье долины Тутуры, Болурей, оз. Акей, р. Конор, оз. Бирикуль.

Как видно, остатки древних долин, констатированные нами в разных местах, являются довольно оторванными. Несомненно, что возраст и абсолютная высота разных отрезков их будут различны, так что связать эти долины в единое целое вряд ли удастся. Но все же, кое-какие выводы возможны уже и сейчас. Так, древняя долина р. Натая тянется от р. Ханды к югу, где она внезапно срезается долиной р. Лены и р. Качуг. Отрезки на оз. Тулон и далее на север в верховьях р. Киренги можно связать лишь очень предположительно. Но несомненно, что отрезок р. Киренги от д. Мурины до д. Карам во время образования этих древних долин не существовал. Соединять древние долины только по принципу их ширины и разработанности, как это делает Н. В. Думитрашко, на наш взгляд, нельзя. Разный уровень их, невыясненность стока, недостаточная исследованность водоразделов и отсутствие точных гипсометрических карт не позволяют нам делать столь обобщающие выводы.

Карстовый микрорельеф. Кроме форм наружной эрозии, описанных выше, встречаются явления, обусловленные химическим выщелачиванием коренных пород. В большинстве случаев карстовые явления наблюдаются в области распространения карбонатных пород. Внешним выражением их служат воронки двух родов: 1) воронки обрушения и 2) поглощающие воронки или колодцы. Особенно отчетливо

воронки обрушения наблюдаются в местах выхода гипсов южнее д. Мурины. Здесь на небольшом пространстве на склоне можно видеть целый ряд воронок, поднимающихся над рекой по мере подъема пласта гипса и позволяющих, следовательно, проследить выходы гипсового пласта на поверхность в местах, лишенных обнажений.

Другие провальные воронки, часто сочетающиеся с поглощающей системой, можно наблюдать почти всюду в местах распространения среднего кембрия. Диаметр этих воронок иногда достигает сотни и



Фиг. 9. Карстовая воронка с поглощающим „колодцем“ (понора) в верховьях р. Илгамakit. Разрез.

более метров, обычно же колеблется в пределах от нескольких метров до двух десятков метров.

В верховьях рек, берущих начало в области распространения среднего кембрия, наблюдаются целые системы воронок несколько иного вида и происхождения. Обычно они расположены в русле долины. Каждой такой воронкой оканчивается небольшая канава — сухое русло данной долины. Таким образом, долина не имеет сплошного единого наружного русла, а состоит из обрывков, из которых каждый заканчивается небольшой, но глубокой воронкой. Обычно стенки такой воронки сложены глыбами карбонатных пород, лежащими как каменная кладка стены. Крутизна стенок воронки быстро возрастает до 50—60° и переходит нередко в небольшой колодец с вертикальными стенками. Между глыбами в стенках такого колодца остаются широкие, незарастающие и незасыпающиеся просветы. Последние служат, повидимому, отверстиями для стока воды, попадающей в воронку (фиг. 9). В местах большого притока сезонных поверхностных вод, например в устье бо-

кового притока, встречаются крупные широкие (провальные) воронки, обладающие несколькими поглощающими колодцами. Последние располагаются на дне пологой воронки и выделяются обычно благодаря кустам, растущим по бортику колодца.

В некоторых местах воронок так много, что слиянием их создается настоящий карстовый холмистый ландшафт. Закарстованные участки обычно лишены древесной растительности. Установлено, что карст живет в настоящее время и что воды некоторых рек (Панкуча, Юкта и т. д.) исчезают в подземных руслах.

Места закарстованных карбонатных пород находятся на значительной высоте (900—1000 м над уровнем моря). Можно предполагать, что на перечисленных высоких участках «вечная» мерзлота отсутствует, благодаря большому снеговому покрову значительной инсоляции и стоку холодного воздуха с них. Здесь карстовые явления и в настоящее время протекают в нормальных условиях. В местах более пониженных, куда стекает холодный воздух и где температура зимой более низкая, чем наверху, «вечная» мерзлота создает водоупорные горизонты близ поверхности, в связи с чем современные карстовые явления затруднены. Вода, попадая в мерзлый слой, смерзается и становится неактивной в отношении карбонатных пород.

Поставленный вопрос нуждается в проверке специальными наблюдениями, произвести которые мы не имели возможности.

III. СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфическое расчленение древних осадков Восточной Сибири, при почти полном отсутствии руководящей фауны, основано главным образом на литологических признаках. Между тем, этот метод имеет в себе ряд пороков, вытекающих из фациальных изменений в пределах отдельных свит. Таким образом, границы между системами, так же как иногда и принадлежность той или иной свиты к определенной системе или отделу системы, являются в какой-то мере условными. В Западном Прибайкалье отсутствие фауны в нижних сериях вызвало непрекращающиеся споры о возрасте отдельных свит, границы же их обычно проводятся по смене литологического состава пород.

Между тем, при изучении разрезов выяснилось, что нижние свиты, сложенные кластическими осадками и относимые (условно!) к нижнему кембрию, постепенно переходят в доломиты и доломитовые известняки среднего кембрия. Фауна среднего кембрия найдена в верхних частях карбонатной толщи в районе р. Ангары. На севере же, в Якутии, в нижних горизонтах карбонатной толщи уже присутствует фауна нижнего кембрия.

Так как никакой фауны в низах карбонатной толщи рр. Ангары и Лены (в верховьях) не было найдено, вся толща считается за средний кембрий, а нижележащие кластические осадки за нижний кембрий. Но при наличии постепенного перехода такая граница является сугубо условной и может колебаться в зависимости от местных фациальных условий.

Между тем, в низах карбонатной толщи среднего кембрия известны чисто лагунные фации с залежами солей. Аналогам этих лагун, повидимому, отвечают некоторые кластические осадки и даже локальные перерывы в местах перемычек между лагунами (как, например, конгломераты, найденные И. И. Катушенком на р. Сохатиной между карбонатной толщей и «мотскими» песчаниками). Естественно ожидать, что лагунно-прибрежная фация, связанная с локальными перерывами и

сравнительно небольшими и меняющимися бассейнами, будет иметь быстрые фациальные переходы и пестроту литологического состава. Поэтому и граница между карбонатной свитой и кластической толщей является чисто условной и колеблющейся.

Не лучше дело обстоит и с границей между средним и условным верхним кембрием. Правда, здесь смена фаций происходит быстрее и граница отбивается легче, но и она связана с лагунными фациями.

Граница между верхним кембрием и нижним силуром еще более условна и менее отчетлива, так как оба отдела представлены красноцветными породами и связаны постепенными переходами. Правда, в нижнем силуре иногда встречается фауна, но находки ее редки (при маршрутных исследованиях). И здесь, как в более низких горизонтах, границу приходится проводить (условно) по смене фациальных условий бассейна. Выражается это в замене лагунно-морских, относительно спокойных бассейнов фациями открытого моря с течениями и фауной нормально-соленой воды, с трилобитами и рифостроющими водорослями.

Благодаря всем этим обстоятельствам разные исследователи различно расчленяли нижний палеозой и по-разному проводили границы между отделами кембрия и силура. Эта условность и фациальные переходы вызывали и еще вызовут ряд недоразумений и путаницу в сопоставлении отдельных свит. В частности, то деление, которое было принято в последней работе И. И. Катушенка, по нашему району несколько изменится, а граница верхнего кембрия и нижнего силура оспаривается и проводится так, как это ранее делал В. Ю. Черкесов для усть-кутской свиты по р. Лене. Как увидим ниже, это делается на основе находок фауны, которой у И. И. Катушенка не было.

Необходимо еще раз повторить, что литологическая, по существу, съемка в малом масштабе очень затруднительна в таких районах, как наш, ввиду: 1) редкости хороших разрезов и обнажений, 2) быстрой фациальной изменчивости пород, 3) постепенных переходов между системами и отделами систем, 4) условности границ и отделов систем, 5) литологического сходства пород.

Отметим, что различные литологические комплексы, которым (условно!) придают стратиграфическое значение, называются некоторыми авторами ярусами, горизонтами и т. д. Так как ни одна из этих единиц фаунистически не охарактеризована, а имеются лишь те или иные указания на возраст этих литологических комплексов, лучше называть их не ярусами и горизонтами, а свитами и литологическими горизонтами, что не одно и то же.

Самым нижним членом в пределах обследованной площади является нижний кембрий. Докембрийские отложения нами не посещались; характеристику их следует искать у исследователей, пересекших район Байкальского нагорья (М. М. Тетяев, Е. В. Павловский, И. И. Катушенков и др.) (фиг. 11).

1. Нижний кембрий

Этот отдел представлен преимущественно песчаными породами. Лишь в нижней части Е. В. Павловский и И. И. Катушенков, выделяют так называемые ушаковские конгломераты. В районе М. Аная эти конгломераты не найдены, может быть за недостаточным количеством маршрутов, но и на карте 1 : 100 000, составленной т. Дьяковым для Б. и М. Аная, конгломераты нижнего кембрия не выделяются. Таким образом, с некоторой долей вероятности можно считать, что в районе верховьев

р. Лены ушаковские конгломераты выклиниваются. Что же находится на их месте?

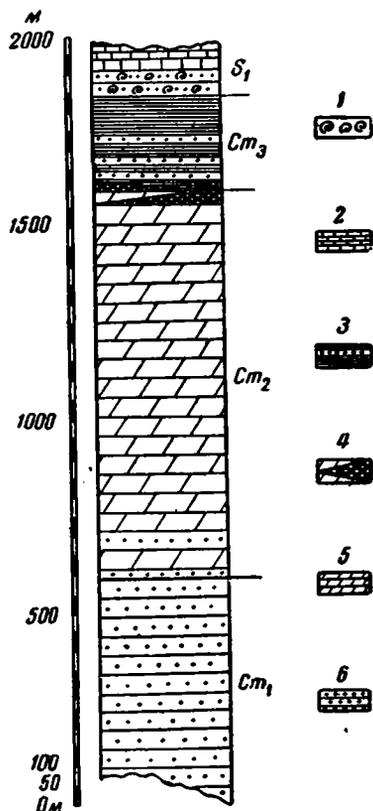
По рр. М. Анай и Баденжекит нижний кембрий слагается красными грубыми плотными песчаниками, которые подстилаются такими же плотными песчаниками темносерого цвета. Последние в этом месте на водоразделе Панкуча — М. Анай сменяются черными кварцитами. Мощность этой серии большая, и в некоторых местах, например на М. Баденжеките, пачки пластов красного цвета, повидимому, переслаиваются с толщей песчаников темнобордового и серого цвета.

Вполне естественно, что, когда имеешь дело с красноцветными мелководными или прибрежными образованиями, можно ожидать быстрых фациальных замещений. Но еще быстрее может меняться цвет осадков, который зависит как от первичных причин (течения, удаленность от берега), так и от вторичных процессов (ожелезнение, выщелачивание и т. д.). Если проследить нижнекембрийские отложения далее на север в район верховий р. Тонгоды, то мы встретим среди обычных прочных темнокрасных песчаников нижнего кембрия пласты аргиллитов красного цвета. Эти породы напоминают своим видом типичные мотские песчаники и аргиллиты р. Иркута. Если вспомнить, что на р. Иркуте ушаковской свиты нет и что мотская свита ложится, повидимому, непосредственно на докембрий, то представляется вполне возможным, что здесь, на севере, мы имеем дело с аналогичными фациями, немного отличающимися от пород р. Иркута.

Таким образом, вероятно, ушаковские конгломераты замещены песчаниками, выделение которых из всей толщи нижнего кембрия затруднительно.

Попытки подойти к делению толщи по цвету и характеру пород и подогнать это деление под принятое на юге ничего не дали. Так, на р. М. Баденжекит под пластами среднекембрийских карбонатных пород, перемежающихся с пропластками аргиллитов и мергелей, залегают серо-фиолетовые, бурые и красноватые песчаники с косою слоистостью, перемежающиеся с массивным мелкозернистым темносерым, почти черным слюдястым песчаником. Последний, повидимому, под влиянием выветривания превращается в светлозеленый мелкозернистый слюдястый песчаник. Таким образом, нижний кембрий слагается очень пестрыми породами, расчленение которых возможно лишь с помощью детальных литологических работ.

Характерным признаком нижнекембрийских пород является их малая известковистость и преобладание неокатанных зерен (см. микроско-



Фиг. 11. Стратиграфический разрез нижнего палеозоя района верховьев рр. Лены и Киренги:

1 — фауна; 2 — известняки и песчаники нижнего силура; 3 — песчаники, мергели и аргиллиты верхнего кембрия; 4 — гипсы; 5 — доломиты и доломито-известняки среднего кембрия; 6 — песчаники нижнего кембрия.

пические описания). Мощность нижнего кембрия не определена, но предположительно близка к 400—500 м.

2. Средний кембрий

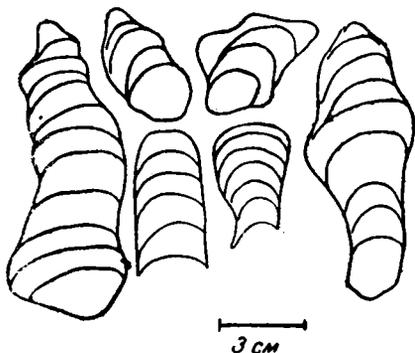
Как и во всем Иркутском амфитеатре, средний кембрий сложен доломитовыми известняками с небольшими участками более чистых известняков. Как и в районе Приангарья среднекембрийские доломиты сохраняют особый, довольно однообразный облик и неоднократно были описаны исследователями. Так же, как и в Приангарье, средний кембрий здесь богат брекчиями и брекчиевидными разностями, включает черные кремни и т. д. Литологическим вопросам среднего кембрия Приангарья и р. Киренги была посвящена особая работа (Маслов, 1940), и мы ограничимся здесь тем, что дополним нашими наблюдениями приведенные описания характерных черт этой серии.

Крайне трудная задача стратиграфического расчленения среднего кембрия может быть разрешена только с помощью детальных работ на небольшой площади, так как четких опорных руководящих горизонтов не имеется. В некоторых местах встречены строматолиты, при этом в значительных количествах, но воспользоваться ими в качестве твердого руководящего горизонта нам не удалось. При более же детальных работах эти ископаемые, как и на р. Ангаре, могут быть использованы как маркирующие пласты.

В особенности богаты строматолитами среднекембрийские породы в верховьях р. Панкучи и на р. Лене у устья р. Илгамакит. Преобладающими формами здесь являются *Collenia buriatica* Masl. и *C. umbella* Masl. Последняя впервые найдена мною на р. Улькэн, близ устья р. Умбелла (фиг. 12); она образует рифовидные постройки, переполняя породу.

Попытки стратиграфического расчленения среднего кембрия Приангарья делались не раз. Так, в последней своей работе И. И. Катушенок

пытается расчленить средний кембрий на три свиты, впрочем, не выделяя эти свиты на карте и не пользуясь своим делением для расшифровки тектоники. Да это и вполне понятно, потому что детальными работами на р. Ангаре (Яржемский, 1938; Маслов, 1940) при исследовании как буровых скважин, так и обнажений отчетливо доказывалось: 1) условный характер литологических горизонтов, 2) их быстрый фациальный переход, 3) необходимость детальных разрезов и исследований, 4) необходимость сплошного (обнаженного) разреза ввиду однообразия внешнего облика пород.



Фиг. 12. *Collenia buriatica* Masl.
с верховий р. Панкучи.

Вторичные процессы, широко развитые в толще среднего кембрия, изменили сингенетические литологические признаки, которыми можно было бы воспользоваться для стратиграфического деления. Несмотря на это грубое деление среднего кембрия, в каждом отдельном районе возможно расчленение этой свиты на ряд мелких горизонтов для целей структурной геологии. Но делаться это должно на основе: 1) детальных

работ и 2) исследований всего комплекса пород, а не отдельных, случайно взятых образцов. Такие попытки были произведены в Приангарье, но подогнать это деление к среднему кембрию верховий Лены и Киренги нельзя, так как фации карбонатных пород здесь иные, и, например, выпадают почти совершенно так называемые «бугристые» (аннелидовые) доломиты¹, из которых сложена «булайская» свита (Ст², по В. П. Маслову). Таким образом, для нашего района расчленение среднего кембрия остается задачей будущего.

Переход нижнекембрийских песчаных красноцветных отложений в карбонатные осадки среднего кембрия везде происходит постепенно. Но есть одно место, вызывающее сомнение. Это участок у пади Сохатиной, в верховьях р. Лены, описанный И. И. Катушенком (1940), установившим трансгрессивное залегание с угловым несогласием нижнего кембрия на докембрийских породах. Он описывает (снизу):

1. «Темносерые, реже буроватые плотные аркозовые и песчано-глинистые сланцы, местами известковистые и с обломками черных и бурых филлитов (Pr³)». Падение 350°, \angle 10°, при этом в верхних горизонтах наблюдается несогласие в напластовании; вышележащие пласты падают на 345°, \angle 50°.

2. «Выше и несогласно с подстилающими породами залегает пласт черного конгломерата». Мощность 1.5 м. Падение 320°, \angle 35°.

3. «Выше и также несогласно располагается следующий пласт конгломерата того же состава». Падение 330°, \angle 60°.

4. «Выше и согласно залегают: а) серые тонкоплитчатые и тонкослоистые песчано-сланцевые известняки — 15 м; б) те же тонкослоистые песчано-сланцевые известняки табачно-серого цвета» и т. д., т. е. различные песчаные известняки и их брекчии.

Выясняя характер пород, мы, совместно с И. И. Катушенком, пришли к выводу, что: 1) подстилающие породы — песчано-глинистые сланцы — являются нижнекембрийскими (мотскими) песчаниками и алевролитами; 2) вышележащие конгломераты и известняки относятся к низам среднего кембрия. Таким образом, если несогласие и существует, то оно проявляется между средним и нижним отделами кембрия. Нужно заметить, что два или даже три, судя по описанию, угловых несогласия в одном обнажении с падениями в одну сторону заставляет усомниться, нет ли здесь разрывных дислокаций или подводных оползней. Но если действительно такое несогласие имеется, то: 1) это измеряется углом не более 20°, 2) его надо признать местным, так как нигде больше не было встречено несогласий внутри кембрия.

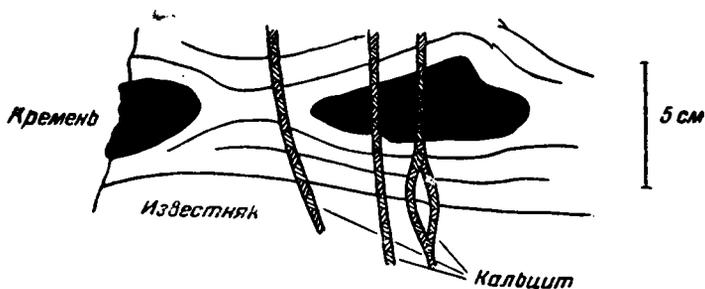
Несмотря на общее однообразие среднего кембрия, можно подметить некоторые особенности, отличающие основание и верхи серии от ее середины. Большинство доломитов и доломито-известняков обнаруживают мелководный характер, который выражается в наличии осадочных брекчий, водорослевых известняков и сингенетических (?) доломитов. Но в основании разреза, при переходе от среднего кембрия к нижнему, количество терригенных прослоев увеличивается, и появляются отдельные мелкие пласты мелкогалечного конгломерата и песчаника (верховья рр. Неньядая, Кольчакая, Тулуктумура). Один такой конгломерат с хорошо окатанной галькой кремней был нами встречен на водоразделе между р. Кольчакаем и р. Ангой, в виде нацело окремневшей породы с цементом яшмовидного характера и окатанными

¹ Эти породы были найдены в нашем районе лишь в одном месте и то без следов аннелид.

гальками кремней. И. И. Катушенюк (1940), как мы указывали выше, описывает отложения среднего кембрия, подстилающиеся также мелким конгломератом с песчаным цементом и хорошо окатанными гальками кремнистых пород. Лежит ли средний кембрий на размытой поверхности более древних пород, мы не знаем, так как никаких данных, говорящих в пользу этого, у нас нет. Но несомненно, что у среднего кембрия нижние и переходные горизонты к нижнему кембрию являются частично кластическими. Возможно, что эти мелководные осадки являются аналогами лагунных отложений соленосных пластов на р. Ангаре и что местные перерывы отвечают тем перемычкам, которые отделяли среднекембрийское море от лагуны, отлагавшей соль и гипс.

Как подтверждение таких локальных лагун можно привести встреченные трещины усыхания на поверхности доломита, которые описывались также И. И. Катушенюком (1940). О мелководности низов среднего кембрия, кроме кластических пород, говорит присутствие волноприбойных знаков, встречающихся в тех же доломитах, и строматолитовые постройки *Collenia buriatica* Masl. (фиг. 12) и *C. umbella* Masl.

Среднекембрийская карбонатная серия состоит преимущественно из доломитов и их дериватов в виде серых однородных пород, часто зернистых и иногда песчаниковидных¹. Вторичные процессы, а также различный генезис карбонатных пород придают этой серии некоторое разнообразие, значение которого для целей стратиграфии может быть и большое, но сейчас еще не выясненное. Среди «безличных» обычных равномернозернистых пород встречаются брекчии и породы оригиналь-



Фиг. 13. Кремни, залегающие между первичной слоистостью и пересеченные вторичными жилками кальцита.

ной структуры, которые в некоторых случаях, может быть, являются характерными для тех или иных горизонтов среднего кембрия. Из таких резко отличных пород трудно упомянуть брекчии с обломками тонкослоистых мергелистых светлых доломитов. Неокатанный или слабо окатанный обломочный материал в этих породах говорит за местное происхождение кусков карбонатных пород. Между тем, таких полосатых слоистых пород в среднем кембрии *in situ* не установлено. Видимому, образование этих слоистых пород протекало в чрезвычайно мелководных условиях, и слоистый мергель, отложившись и затвердев в виде корочки над рыхлым илом, немедленно разламывался на куски и включался в обычную карбонатную илистую массу. Более быстрое затверждение этого светлого мергеля, вероятно, обуславливалось присут-

¹ Значительное количество анализов из нашего района приведено в работе И. И. Катушенюка (1940). Средние горизонты дают 28.8% $MgCO_3$ в среднем из семи анализов.

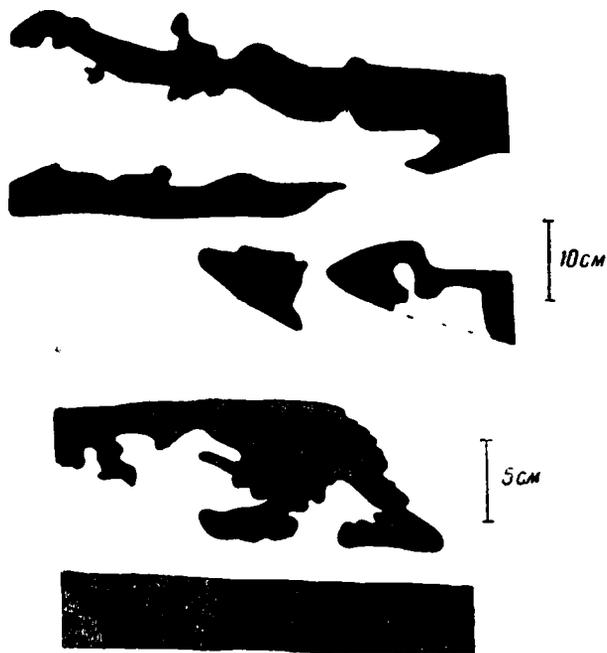
ствием каких-нибудь коллоидов. Брекчия эта встречена была в нижних частях среднего кембрия.

Кроме описанной брекчии в среднем кембрии присутствует много других брекчий, из которых сразу же необходимо отбросить химические



Фиг. 14. Среднекембрийские кремневые стяжения с р. Улькана. Внизу кремень пластового характера. Кремневые конкреции повидимому сингенетического происхождения.

псевдобрекчии, подводнооползневые, тектонические и карстовые брекчии, как не имеющие стратиграфического значения. Между тем эти брекчии также широко развиты. Брекчии с кремнями осадочного происхождения

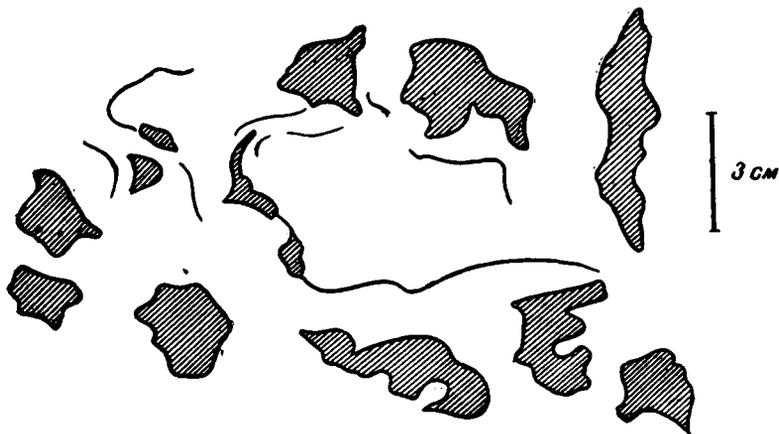


Фиг. 15 и 16. Среднекембрийские кремневые стяжения на р. Улькане.

асто встречаются в средней части кембрия, но их точное стратиграфическое положение сейчас неясно.

Кремневые стяжения, развитые повсеместно в среднем кембрии, все же могут являться местными характерными признаками, на что указы-

вал еще А. Г. Ржонсницкий (1918). В верхних частях среднего кембрия на р. Киренге встречаются тонкие линзовидные пласты и пропластки черного кремня (фиг. 13, 14, 15, 16). Обычно граница между карбонатной породой и кремнем резкая и ровная, но часто линзы или пропластки образуют фигурные выступы, отходящие вниз или, реже, вверх. В средних частях среднего кембрия таких полос-пропластков кремня мы не наблюдали, зато включения других форм встречаются довольно часто. Обычно кремни черного или серого цвета имеют вид «фигурных» линз и расположены своей длинной осью параллельно слоистости. Резкие выступы и «заливы» усложняют контуры кремневого стяжения

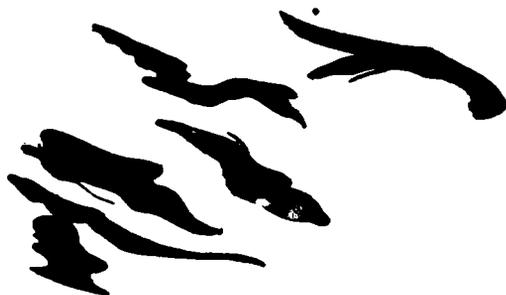


Фиг. 17. Кремневые стяжения из среднего кембрия р. Киренги. Между кремневыми желваками изогнутая слоистость.

(фиг. 16). Иногда встречаются также неправильные мелкие желваки, расположенные в беспорядке, но, приглядываясь к слоистости основной массы, можно заметить, что последняя также изгибается, повидимому, благодаря подводнооползневому смятию (фиг. 17).



Фиг. 18. Кремни в обнажении на р. Тонгоде в виде «перистых» линз между перематыми слоями карбонатных пород среднего кембрия.



Фиг. 19. Кремни в обнажении на р. Тонгоде в виде «перистых» линз между перематыми слоями карбонатных пород среднего кембрия.

Такого же типа, но другой формы, кремни встречаются в нижних горизонтах средней части карбонатной серии в темных, почти черных плитчатых породах с черными пленками на поверхности наслоения. Породы эти, сильно смятые, включают линзы кремня с острыми ветвящимися окончаниями, иногда изгибающимися и расщепляющимися на

подобие метелки (фиг. 18 и 19). Такие формы окремнения несомненно связаны с выпадением кремня между слоями смятого осадка. Наконец, части включения кремневых обломков, частично окатанных, в брекчиях осадочного происхождения, неоднократно встречавшихся в среднем кембрии. Эти брекчии (табл. XV) свидетельствуют о мелководном режиме и близких берегах, сложенных теми же среднекембрийскими породами, т. е. иными словами, здесь, как и в Приангарье, намечаются местные перерывы в отложении в среднекембрийское время. Рифовая фация, связанная с присутствием строматолитовых построек, также говорит о местных повышениях дна среднекембрийского бассейна, повидимому везде чрезвычайно мелководного и лишенного, благодаря частым подводным барьерам, притока кластического материала.

Самые верхи среднекембрийской карбонатной серии обладают некоторыми типичными чертами, приобретающими близ контакта с красноцветными породами верхоленской свиты характер руководящих локальных признаков. Близ самого контакта характерна гипсоносность, находящая свое выражение в мощных пластах гипса, правда, легко размываемого и выжимаемого и, таким образом, исчезающего от наблюдений. Но даже и в отсутствии обнажений многочисленные карстовые воронки позволяют отбивать границу среднего кембрия. Петрографическая характеристика гипсов среднего кембрия тесно связана с карбонатным составом последнего. Так же, как и на р. Залари и Унге (Маслов и Елифанов, 1931), гипсы в верхах среднего кембрия имеют серый цвет, переслаиваются с доломитовыми мергелями и включают доломит и кальцит в качестве кластического песчаного материала. Верхоленская свита, так же как ее аналог на р. Ангаре — балаганская свита, иногда содержит гипс. Но гипсы эти по петрографическим признакам резко отличаются от среднекембрийских: эти гипсы, белые или розовые, включают обломки или прослои красных мергелей и глин, мощность пластов гипса значительно меньше, чем среднекембрийских, но зато гипс более плотный. Такие гипсы описаны И. И. Катушенком на р. Лене, ниже р. Юкты. Все гипсы отнесены им суммарно к верхнему кембрию, что, на наш взгляд, неправильно. Отнесение всех гипсов к верхоленской свите И. И. Катушенко аргументирует сменой режима открытого моря в среднем кембрии лагунным режимом верхнего кембрия. На самом деле менялся не режим открытого моря, ибо средний кембрий как раз включает мелководные и лагунные осадки с гипсом и даже с солью, а возникал привнос красного терригенного материала. Последний в течение отложения всей карбонатной серии отсутствовал, и появление его надо связывать с появлением какой-то суши или островов, откуда намывался глинистый и песчано-глинистый материал. Таким образом, момент появления красного кластического материала может считаться за условную границу между средним и верхним отделами кембрийского периода в районе верховьев рр. Лены и Киренги.

Прежде, чем перейти к верхнему кембрию, укажем еще раз на характерные для верхних частей среднего кембрия кремнистые пропластки. Черные сплошные пропластки, часто линзовидные, но протягивающиеся обычно на значительные расстояния, встречались в верхах среднего кембрия на р. Киренге в антиклиналях Мурины. Здесь, немного ниже гипсов (метров на 10), встречаются целые серии пропластков черного кремня толщиной от 1 до 20 см, обычно резко выделяющиеся на темносером фоне доломитового толстоплитчатого известняка.

Мощность среднего кембрия можно считать близкой к километру (от 800 до 1000 м).

3. Верхний кембрий

Граница среднего и верхнего кембрия в Восточной Сибири условно проводилась между карбонатными серыми породами «среднего» кембрия и красноцветными или пестроцветными кластическими породами так называемой верхоленской или балаганской свиты. Граница эта является литологической и обусловлена сменой фаций. Для карбонатной фации характерен принос относительно малого количества терригенного материала, который, если он присутствует, лишен значительного количества железа. Верхоленская же свита характеризуется терригенными, преимущественно, осадками с огромным количеством железа в зернах или в корочках вокруг зерен песка. Некоторые исследователи (И. И. Катушенюк) высказывали мнение, что карбонатная фация открытого (!) моря в верхоленской свите сменяется лагунной. Но тот же самый автор на других страницах говорит о лагунном режиме нижних горизонтов среднекембрийской карбонатной серии. Если же несколько внимательнее присмотреться к породам и вчитаться в литературу, то легко убедиться, что верхи и низы карбонатной серии среднего кембрия как раз характеризуются лагунным режимом. Так, в верхней части р. Ангары и частично р. Лены характерны псевдоморфозы по гипсу в первичных доломитах. На рр. Ангаре, Унге и Залари в верхней части среднего кембрия проходит мощная пачка (до 25 м) гипсоносных осадков с пластами белого и полосчатого гипса, покрытая доломитовыми мергелями разной мощности. Смена на р. Унге карбонатной (серой) фации красными гипсоносными мергелями балаганской свиты верхнего кембрия резкая (по цвету, но не по характеру осадков). Так же резка эта смена и в районе дер. Ключи и дер. Мурины. Как здесь, так и там на белых и серых гипсах (через некоторый перерыв в обнажениях) лежат красные известковистые песчаники. И. И. Катушенюк (1940) описывает обнажения на р. Лене, где зеленые гипсы переслаиваются с буро-красными прослоями и несколько отличаются от обычных серых гипсов карбонатной свиты. Возможно, что здесь лагуна, отложившая гипсы, была другого возраста, т. е. относилась уже к верхнему кембрию, который также гипсоносен. Повидимому, разногласия между отдельными исследователями и споры о том, является ли переход от среднего кембрия к верхнему постепенным (Черкесов, 1931) или резким (Преображенский, 1912), беспочвенны, ибо в лагунных отложениях он может быть и таким и другим, в зависимости от места. В самом деле, по берегу лагуны мы вправе ожидать даже конгломерата, и здесь на берегу, смена будет внезапной. В местах же более открытых, куда достигал приток свежей воды, смена осадков и принос красного терригенного материала мог происходить постепенно, что, повидимому, и наблюдал В. Ю. Черкесов на р. Лене.

Верхнекембрийские отложения везде в нашем районе характеризуются красным цветом в различных оттенках, обусловленным присутствием большого количества глинисто-железистого материала. Осадки верхнего кембрия являются обычно терригенными, за исключением редких линз гипсов в основании. Этим красным терригенным материалом верхний кембрий легко отличается от среднего, но с трудом и часто лишь условно отделим от низов нижнего силура. Собственно верхний кембрий необходимо считать в рамках прежних границ верхоленской свиты, которая характеризуется большим однообразием слагающих ее пород. Характерные красные цвета слагающих ее аргиллитов, мергелей и песчаников варьируют от розового до фиолетового, иногда при выветривании давая зеленоватые, желтоватые и бурые цвета (в особенности

в водоносных горизонтах). Песчаники верхнего кембрия и чередующиеся с ними мергели и аргиллиты везде обладают плитчатым строением, что обусловлено тонкими прослоечками породы другого состава, например присутствием в песчаниках пленок глины и т. п. Нижняя часть свиты обладает большим количеством мергелистых и глинистых пластов и включает песчаники лишь в виде зеленовато-серых пропластков. Средняя часть отличается большим количеством красных песчаников, в то время как глинистые разности играют подчиненную роль. В самом верху мергели опять преобладают над песчаниками. Таким образом, низ и верх свиты очень похожи друг на друга и представлены почти одинаковыми породами. В. Ю. Черкесов (1931) по литологическим признакам делит свиту на три горизонта: нижний — мощностью 100—120 м, средний — 100 м и верхний — 80 м.

Не считая возможным разделять немую свиту по таким шатким признакам, как преобладание мергелей над песчаниками, не проследив фации по простиранию, мы укажем лишь на некоторое различие в петрографическом составе вертикальной колонки, впрочем легко изменяющейся по простиранию. Детальные съемки смогли бы показать, насколько изменяется состав отдельных литологических горизонтов верхоленской свиты. Для целей же нашей мелкомасштабной съемки совершенно достаточно установить относительную выдержанность верхоленской свиты на значительном расстоянии и возможность отличать ее в небольших разрезах от нижнего силура. Что же касается отождествления образцов, то по ним во многих случаях такого различия провести невозможно, так как совершенно одинаковые породы присутствуют и в верхнем кембрии и в нижнем силуре. Ниже, в главе III, микроскопически описаны главные типы пород верхнего кембрия и нижнего силура, причем те, которые встречены нами только в верхнем кембрии или только в нижнем силуре, выделены особо. Как видно, в нижнем силуре появляется большое разнообразие пород, чего совершенно нет в верхоленской свите. Последняя в обнажении значительно более однообразна, не содержит известняков, но отличается, как и нижний силур, мелководным характером осадка и трещинами усыхания, волноприбойными знаками и формами подводного оплывания (табл. III, фиг. 1).

Мощность верхнего кембрия близка к 250—300 м.

4. Нижний силур

Переход от верхоленской свиты к нижнему силуру постепенный. Поэтому границу можно проводить там, где это удобнее. Так и сделал И. И. Катушенков, отнеся к верхнему кембрию нижнюю часть усть-кутского «яруса», так называемый пестроцветный «горизонт». Аргументируя эту свою границу, И. И. Катушенков говорит: «Резкое литологическое отличие вышележащего среднего доломитового горизонта усть-кутского яруса от всех этих (т. е. пестроцветных.— В. М.) пород, наличие в низах его конгломератовых слоев и других мелководных фаций и, наконец, нижнесилурийской фауны, заставляет считать границу пестроцветного горизонта с средним горизонтом усть-кутского яруса верхней границей кембрия...» Нужно сказать, что конгломераты есть и в пестроцветном горизонте (мы их нашли на р. Киренге выше д. Ханды), а мелководность отложений характерна и для верхоленского яруса, как это указывают все авторы, в том числе и И. И. Катушенков, описывающий эти отложения. Таким образом эти доводы не являются аргументом в пользу проведения границы под карбонатными породами усть-кутской

свиты. И, наконец, нами была найдена фауна с брахиоподами *Angarella* в пестроцветном «горизонте». Определение окаменелостей заставляет нас восстановить схему В. Ю. Черкесова и отнести всю усть-кутскую свиту к нижнему силуру, включая и пестроцветный литологический горизонт.

Вначале усть-кутский «ярус» (по существу это не ярус, а свита) относился В. Ю. Черкесовым к переходным между верхним кембрием и нижним силуром. Фауна, им найденная, включала *Obolidae* и *Acrologeta*. И. И. Катушенок (1935) и Н. В. Думитрашко (1935) нашли в этой же свите *Pelmatozoa*, *Bellerophon* sp., *Platyceras* sp., *Orthis* sp. Приведенная фауна говорит о нижнесилурийском возрасте этой свиты. Наконец, нами в нижней части свиты, так называемом пестроцветном «горизонте», найдена фауна *Angarella lopatini* Asatk., *Angarella* sp. и ядра гастропод (см. табл. II, фиг. 1—5). По Асаткину, *Angarella* надо считать брахиоподами нижнесилурийского возраста. Кроме того, как увидим ниже, характер отложенный пестроцветного горизонта сближает их скорее с вышележащими осадками, чем с верхоленскими мергельно-песчано-глинистыми породами. Границу между верхнекембрийской верхоленской свитой и нижнесилурийской усть-кутской свитой приходится проводить условно по серым известковистым песчаникам и мелким конгломератам, выше которых найдена фауна с *Angarella*. Отличьем верхоленской свиты от нижних горизонтов нижнего силура служит большое однообразие цветов песчаников, большое участие аргиллитов и мергелей, отсутствие известняков и т. д.

В нашем районе распространены отложения главным образом «пестроцветного горизонта», т. е. нижней части усть-кутской свиты нижнего силура. Известковая часть этой свиты, или средняя, по В. Ю. Черкесову, развита только на севере нашего района и под вопросом — в некоторых синклиналиях по р. Натаю. На р. Кириге, которую мы посетили проездом¹, ниже устья р. Сухой на левом и правом берегах выходят серые прочные песчаники, переслаивающиеся с серым мелкогалечным конгломератом и красными тонкозернистыми песчаниками и аргиллитами. Пропластки этих пород маломощные. На поверхностях наслоения обычные волноприбойные знаки, натечные бугры и т. д. Часты прослойки глауконита.

Весь нижний силур и в особенности его нижняя пестроцветная часть характеризуются чрезвычайной пестротой осадков и знаками жизни и мелководности осадка на поверхностях наслоения. Волноприбойные знаки, чрезвычайно широко распространенные и четко выраженные, поражают своим разнообразием в размерах и типах. Следы оплывания глинисто-песчаного ила на наклонной поверхности говорят о неровном дне водоема. Следы представляются в виде капелеобразных бугров на поверхности темнокрасного песчаника (табл. III, фиг. 1). Бугры вытянуты параллельно друг другу и повышаются все к одной стороне (в сторону наклона дна).

Так же часто, как и волноприбойные знаки, встречаются следы разных ползающих животных. Нами найдена плитка со следами ползания, повидимому, моллюсков (?) (табл. III, фиг. 3), может быть гастропод. Последние иногда переполняли породу (табл. II, фиг. 5). К сожалению, обычно от них остаются лишь ядра или пустоты. Наконец, нами встречены проблематические образования, описанные японцами как протеро-

¹ Р. Кирига была заснята ранее и не входила в площадь нашей съемки. Несмотря на это и на очень ограниченное время, мы проездом ознакомились с некоторыми обнажениями.

зойская водоросль *Manchuriophycus* (табл. XIV, фиг. 2). Систематическое положение этих остатков неясно, так же как и принадлежность их к растительному миру. Они представляют собой клиновидные, раздваивающиеся плоские бугорки или валики на глинистой поверхности наслоения. Изогнутая и заостренная форма, ветвление под разными углами и залегание в депрессиях ряби являются для них характерными¹.

Наконец, чрезвычайно характерны для нижнего силура строматолиты, среди которых преобладают *Collenia*. Описание их потребовало бы специальной работы, которая частично проделана для другого района (Маслов, 1937). Отметим, что и здесь строматолиты образуют банки и, возможно, рифы, давая живописные структуры известняков. Не будем останавливаться далее на известняках, в частности оолитовых, характеристика которых ясна из микроскопических описаний (гл. III). Роль известняков в нижнем силуре не последняя, что явствует хотя бы из количества типов пород, причем, некоторые солитовые разности, повидимому, выдерживаются (?) по простиранию на значительные расстояния.

Таким образом, нижний силур можно характеризовать как отложение очень пестрых и изменчивых осадков мелкого моря с близкими берегами (возможно — архипелага островов).

5. Четвертичные отложения

Осадки квартера по генетическому и возрастному признакам могут быть разделены на следующие группы. Самыми древними будут: 1) отложения древних высоких долин, далее идут 2) высокие террасы и 3) ледниковые и флювиогляциальные отложения; недавнему времени принадлежат 4) низкие террасы; и, наконец, к современным отложениям относятся 5) аллювий рек, 6) торфяники и болота, 7) делювий склонов и водоразделов.

1. Отложения древних высоких долин встречены нами на значительной абсолютной высоте в долине Мукутур. Эта долина, сейчас совершенно закарстованная и сухая (на протяжении 8 км), имеет степной характер и направлена покатостью от верховий р. М. Лены к северо-востоку, по направлению к верховьям Толококтая, в который она впадает небольшим ручьем. В этой долине в верхних ее частях с мягким рельефом мы встретили валунный галечник с гаялами и валунами из порфира и кварцитов нагорья. Все гали и валуны очень хорошо окатаны и ничем не сцементированы — между ними, повидимому, был грубозернистый песок. Так как в долину Толококтая спускаются моренные отложения, возможно, что современный наклон долины Мукутур выработан во время оледенения, а упомянутые выше осадки являются более старыми отложениями древних рек.

Другое местонахождение грубообломочного и валунного галечника, также хорошо окатанного, встречено между дд. Шевыкан и Юкта. Лишь гипсометрически высокое положение их отложений, залегающих

¹ Даю краткий диагноз этого ископаемого *Manchuriophycus sibiricus* n. sp. Отпечатки в форме плоских ветвящихся валиков на волнистой поверхности красных песчаников со знаками ряби; ответвление происходит под углом 45° и более; ответвляющиеся концы, заостренные в виде клинышков; ширина валиков от 2 до 5 мм. Длина мелких клинышков-ответвлений 4 мм, длина более крупных ответвлений 10—15 мм; наибольшая длина валиков 30 мм. Повидимому, мы имеем дело с кусками значительно более длинного слоевища, сохранившимися в углублениях знаков ряби. (Табл. XIV, фиг. 2).

на верхнем кембрии близ водораздела, говорит о древней долине, сей-час размытой позднейшей речной сетью.

2. Высокие террасы связаны с речной сетью, возникшей в период до древнего оледенения и большей частью унаследованной современными реками. Такие террасы встречены по долине р. Киренги в виде уступов с галечниками (на востоке высотой 40, 60, 100 и 150 м). Выходы галечников в этих террасах очень малы и без искусственных выработок не могут быть ближе исследованы. Гальки, большей частью кварцевые и кремневые, не говорят о районе сноса.

3. Ледниковые отложения встречены на рр. Толококтай и Тонгода, в местах выхода их из гольцового нагорья. Геоморфологически здесь резко выделяются поперечные и продольные морены и озы. Некоторые из них террасированы позднейшей эрозией и образуют своеобразные валунные террасы, сплошь состоящие из валунов размером до $1/2$ м, залегающих наподобие грубой мостовой. Мелкий материал большей частью вымыт ручьем. Такую террасу мы видели на Толококтае. По степени крупности валунов морены несколько отличаются друг от друга: более древние, высокие морены обладают большим количеством крупных валунов до 1 м и больше диаметром; низкие, более поздние морены таких валунов содержат значительно меньше. Кроме валунно-галечного материала в моренах присутствует красная глина, при достаточном количестве которой получают запруды и озера, иногда заболоченные участки, в то время как при малом количестве глины моренные пространства сухие и зарастают мхом и кустарником. Такую картину можно наблюдать между рр. Толококтаем и Тонгодой.

4. Низкие террасы. Как уже упоминалось, ледниковые отложения террасированы современными реками. Высота террас достигает 15 м. Характер террасовых отложений можно хорошо наблюдать в береговых обрывах р. Киренги. Первая надпойменная терраса у д. Таикан состоит из галечников с гаями до 10 см у основания (на уровне воды) и среднезернистого красного, сверху глинистого песка мощностью 1.9 м.

Та же четырехметровая терраса у д. Карам отчетливо выражает быстрое фациальное изменение песка, залегающего линзовидно в галечнике. Галечник всегда занимает основание террасы. У с. Карам он сразу покрывается суглинком. В местах распространения красноцветных пород суглинков окрашен в красный цвет.

Более высокие террасы ближе к коренным бортам долины, часто включают в верхней своей части, кроме галечника, песка и суглинка, делювиальные суглинки с обломками местных коренных пород. Так, на правом борту долины р. Тутуры у стойбища Кичириково в 26-метровой (IV) террасе обнажаются (снизу вверх):

- а. Красные песчаники верхнего кембрия в коренном залегании 0.3 м
- б. Крупный галечник (гальки красных песчаников и известняков с бурым суглинком) 15 м
- в. Буро-красный суглинок с мелкими гальками и гравием . . . 15 м

Выше задерновано.

5. Современный аллювий рек образован галечниками и песчаными отложениями, которые, естественно, более грубы в нагорной части и более тонки в низменных участках долины. Современный аллювий часто заболочен; благодаря зарослям травы на кочках, окруженных водой, создаются своеобразные кочковатые болота. Такие места обычно связаны с выходом источников, питающих водой заболоченные пространства.

Вообще роль болот в нашем районе большая, особенно в области развития верхнего кембрия.

6. Торфяники образуются из отложений болот или путем зарастания озер и развиты в большом количестве в озерных участках древних долин, достигая нескольких метров мощности. Благодаря мерзлотным пучениям торф образует целые бугры, зарастающие мхом и мелкие небольшие, 20—50 м шириной и длиной, озера с обнажениями торфа по берегам при оттаивании и деградации мерзлоты. Никакой слоистости в торфе не наблюдалось, хотя у оз. Тулон удалось наблюдать хорошие обнажения первого.

7. Делювий в нагорной части характеризуется присутствием грубо-обломочного материала. Местами он представляет собой просто каменную россыпь небольших глыб или обломков развитых в данном месте коренных пород. Делювий плоской возвышенности выражен обычно суглинком красного цвета на верхнем кембрии и серого на среднем кембрии. В местах развития песчаников в силуре и верхнем кембрии делювий включает линзы красного песка. Такой песчаный делювий можно наблюдать против д. Ацикак на правом берегу долины М. Анги.

III. КРАТКОЕ МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД

В настоящей главе описываются основные типы пород, встреченные при геологической съемке 1939 г. Так как микроскопия зачастую расшифровывает первичные сингенетические признаки лучше, чем внешнее описание, мы придаем этому разделу наибольшее значение, считая, что при сходных или макроскопически аналогичных породах микроскоп нередко в состоянии вскрыть существенную разницу в составе и происхождении осадка. Так, например, одинаковые по внешнему виду красные песчаники верхнего и нижнего кембрия под микроскопом оказываются существенно различными, а известняки нижнего силура и среднего кембрия, иногда похожие по общему облику, совершенно несравнимы в большинстве случаев под микроскопом. Ниже даются описания с некоторыми краткими введениями для отдельных групп.

1. Песчаники и аргиллиты нижнего кембрия

Песчаные породы нижнего кембрия характеризуются темными цветами, сливной структурой, полимиктовым минеральным составом и малой известковистостью. Цвета песчаников сильно варьируют от серого до темнубурого, почти черного. Характерными цветами являются красные, буро-красные, фиолетовые, зелено-серые и т. д. Как более редкая разновидность встречается осветленный, несколько метаморфизованный песчаник или кварцитовидный песчаник. Под микроскопом песчаники нижнего кембрия дают две разности; главные различия между ними заключаются в крупности, окатке материала и присутствии или отсутствии красной железистой корочки вокруг зерен.

Среднезернистый полимиктовый песчаник. Состоит из плотно прижатых друг к другу совершенно неокатанных, часто клиновидных зерен кварца, полевых шпатов (много плагиоклазов), слюды и хлорита. Величина зерен варьирует от 0,04 до 0,2 мм, причем преобладают удлинённые зерна 0,1 мм длиной и 0,05 мм шириной. Встречаются довольно крупные зерна рудных железистых минералов, обычно превратившихся в бурую гидроокись железа. Последняя в значительном количестве находится между зернами и покрывает некоторые из них

тонкой корочкой. Многие полевые шпаты серицитизированы. Иногда выделяется много хлорита (табл. IV, фиг. 1).

Крупнозернистый полимиктовый песчаник. Состоит из более или менее окатанных зерен кремня, полевых шпатов, обломков кремнисто-серицитовых сланцев, волнистоугасающего кварца, слюды. Лучше всех окатаны кремнистые и серицитовые сланцы, кварц остроуголен. Цементом служит кремнистый материал. Величина зерен от 0.1 до 0.8 мм, преобладают зерна в 0.3 мм. В простом свете контуры зерен видимы благодаря тонкой корочке бурого железистого материала. Кроме того, лимонит встречен в резких зернах. Рудные минералы редки.

Красный песчанистый аргиллит. Состоит из красного глинистого материала, в который вкраплено небольшое количество тонкого алевролитового материала. Последний состоит из неокатанных зерен кварца и кремня около 0.02 мм величиной и мелких листочков слюды. Кроме того, равномерно по всему шлифу распределено небольшое количество тонкого (около 0.001 мм) кварцевого (?) материала, который выделяется только благодаря интенсивной красной окраске основной глинистой массы.

2. Карбонатные породы среднего кембрия

Доломиты, доломитовые известняки и редкие известняки среднего кембрия отличаются под микроскопом серым цветом, довольно грубым зерном, отсутствием какой-либо фауны и своим перекристаллизованным обликом. Все же можно заметить в них иногда следы первичной структуры, если это не сплошные доломиты. Эти сингенетические признаки дают иногда совершенно своеобразные структуры, которые выделяют эти породы среди массы однородных кристаллически зернистых доломитов и доломитовых известняков. Такие оригинальные породы, которые мы склонны связывать с жизнедеятельностью некоторых организмов, характерны для верховий рр. Лены и Киренги и появляются в толще среднего кембрия вместе со строматолитами.

Сгустковый известняк. Состоит из двух родов карбоната: 1) тонкого афанито-микрозернистого и 2) более крупнокристаллического, частично вторичного кальцита. Сгустки разнообразной формы и величины отделены друг от друга вторым сортом карбоната. Один из шлифов имеет сгустки неправильной формы с распылчатыми контурами, похожими на *Nubecularites* (Маслов, 1937). Другая разность целиком слагается мелкими комочками приблизительно одной величины, образующими структуру, напоминающую *Katangasia* (Ibid.). Можно думать, что порода образована сине-зелеными водорослями.

Карбонатный спонголит (?). Состоит из удлиненных палочкообразных кристаллов кальцита, переплетающихся и перекрещивающихся во всех направлениях. Форма кристаллов субцилиндрическая, осложненная позднейшими нарастаниями кальцита и перекристаллизацией, дает в разрезе несколько зазубренные контуры, обычно приближающиеся к прямоугольнику в продольном сечении и к кругу в поперечном. В некоторых индивидах в продольном сечении в центре виден штрих, параллельный, внешней поверхности, или ряд темных гранул, вытягивающихся вдоль оси. Повидимому, в этом случае мы имеем дело с остатками от спикул известковых губок, причем центральный штрих является остатком от канала спикулы. Так как эти образования переполняют породу, ее можно было бы назвать спонголитом (табл. V, фиг. 2).

Сферолитовый известняк. Пористая порода с округлыми и продолговатыми порами приблизительно одного диаметра. Иногда

поры заполнены вторичным кальцитом. Желтоватая основная масса породы слагается агрегатом карбоната, среди которого встречается карбонат в удлинённых кристаллах, расположенных в пучки сферолитового характера; в этом случае затухание отдельных индивидов постепенное, как в сферолите. Такая структура характерна для некоторых известковых губок, где спикеры, перекристаллизовываясь, дают нечто вроде сферолитовой структуры (табл. V, фиг. 3).

Микрозернистый известняк. Состоит из преобладающих зерен карбоната в 0.02 мм величиной, но включает и более или менее крупные частицы. Иногда пересечен трещинками вторичного кальцита и иногда несет темные пятнышки афанитового карбоната вокруг каких-то причудливых пустот, заполненных вторичным кальцитом.

Микрозернистый известняк с псевдоморфозами по гипсу. Микрозернистая порода с зерном от 0.004 до 0.02 мм (с преобладанием зерен в 0.01 мм) и вкрапленниками полосками псевдоморфозами по гипсу до 1 мм длиной. Полосы скрещиваются под углом, расходятся веером, сложены снопиками. Они заполнены вторичным кальцитом. В этот кальцит внедряются кристаллики вторичного кварца шестиугольного очертания.

Мелкозернистый однородный доломит. Состоит из агрегата зерен доломита величиной около 0.03 мм. Зерна отделены друг от друга четкими резкими неправильными угловатыми границами. Иногда между ними в небольшом количестве присутствуют мелкие вкрапленники битума (?) в виде пятнышек и тонких прожилков.

Перекристаллизованный мелкозернистый известняк. Шлифы неоднородны. Повидимому перекристаллизованный конгломератовидный известняк. Более светлые участки заняты неоднородным карбонатом с зерном 0.02 мм и меньше. На этом фоне слабо выделяются более темные участки в виде округлых или угловатых обломков, состоящие из мелкозернистого карбоната с зерном менее 0.01 мм диаметром. Иногда эти «обломки» также неоднородны и перекристаллизованы. Так как «обломки» очень мало отличаются от основной массы, структура не отличается четкостью.

Перекристаллизованные доломитовые известняки. Порода состоит из агрегата зерен карбоната с неправильными контурами, врастающими одни в другие. Контуров зерен обычно четкие. Породы перекристаллизованные, не сохранившие никаких сингенетических признаков. Иногда порода раздроблена на слабо смещенные щебневидные куски, между которыми отложился очень крупнозернистый вторичный кальцит.

Разнозернистый известняк. Порода состоит из агрегата зерен карбоната разной величины от 0.01 до 0.1 мм, распределенных неравномерно пятнами. Форма крупных зерен очень неправильная с зазубренными и лапчатыми границами, мелкие зерна неправильно округлы или многоугольны.

Разнозернистый известковый доломит. Состоит из ломаных и угловатых зерен доломита разной величины, сцементированных вторичным кальцитом или тонким карбонатным материалом. В последнем случае порода сингенетической структуры, и ясно виден кластический характер зерен карбоната, в том числе и доломита. Зерна последнего варьируют по величине от 0.02 до 0.2 мм. Желтый лимонит присутствует в примазках в небольшом количестве (табл. V, фиг. 1).

Очень крупнозернистый известковый доломит. Состоит из крупных (от 0.2 до 0.6 мм) кристаллов кальцита и доломита.

та, тесно прилегающих друг к другу. Зерна доломита часто ромбоидной формы. Встречающиеся незначительные участки мелкозернистого карбоната вытягиваются по трещинкам. Затухание крупных зерен волнистое. По тонким трещинкам проникает малопрозрачное карбонатно-глинистое пелитовое вещество, в отраженном свете светложелтое.

Микрозернистый известняк со вторичными жилками, превращающийся в псевдобрекцию химического генезиса. Состоит из однородного агрегата зерен карбоната размером около 0.04 мм. Через шлиф проходят полосы-жилки вторичного кальцита, которые разбивают породу на ряд кусков, отделенных друг от друга кальцитом с крупным зерном. Остатки прежней микрозернистой породы там, где процесс прошел достаточно далеко, как бы плавают среди светлого кальцита и вполне могут быть приняты за обломки обычной брекчии.

Доломитовая брекчия, состоящая из крупных, до 2—3 мм обломков доломита, иногда точечного, и обломочного и органогенного цемента. Обломки доломита неправильной формы окружены тонкой каемкой темного мелкозернистого карбоната. Этот же карбонат проникает внутрь обломков по трещинкам. Благодаря этим оторочкам обломки бывают со слегка закругленными углами. В цементе находятся такие же мелкие (от 0.02 до 0.1 мм) обломки и линзочки, окруженные темной оторочкой, и остроугольные зерна кварца. Все цементируется разнозернистым, частью вторичным карбонатом. Характер темных оторочек напоминает отложения извести обволакивающими и сверлящими водорослями (табл. IV, фиг. 2).

3. Кремни и окремнелые породы среднего кембрия

Кремни в пластах среднего кембрия характерны не только сами по себе, они представляют и некоторые особенности, которые могут быть использованы в дальнейшем в качестве признака для сравнения. Самое интересное в них это форма. По цвету кремни не отличаются разнообразием. Это преимущественно серые или черные разности, постепенно переходящие в карбонатную породу или, чаще, резко от нее отграниченные. К этой же группе мы отнесли окремнелый конгломерат и кремневую брекцию, которые в первоначальном своем виде являлись обычными кластическими породами. Сделано это для простоты нахождения описания и потому, что окремнение является процессом как сингенетическим, так и эпигенетическим.

В последующем дается микроскопическая характеристика кремней.

Кремни. Состоят из кварцевого материала с небольшой примесью халцедона. В законченном виде это агрегат зерен кварца с волнистым затуханием и неправильными контурами (лапчатыми). В этой массе обычно вкраплены неправильной формы зерна карбоната и реликты прежней породы. Количество карбоната различно, так же как и величина зерен. Кремневый материал по величине зерен разнозернистый, но преимущественно мелкозернистый (в сотых долях миллиметра). По трещинкам и пустотам видно нарастание кварца; величина зерна здесь увеличивается.

Доломитовый кремнь. Состоит из агрегата кварца и участков халцедона — опала и доломита или отдельных ромбических зерен последнего, вкрапленных в массу кремня. В породе встречаются пустоты, вокруг которых зонально располагаются слои халцедона, опала и кварца. Иногда сами пустоты заполнены халцедоном. Структуры местами аналогичные агатовым, со слоями халцедона, кварца и опала, окрашенными с разной интенсивностью. Повидимому, кремнь молодой

и эпигенетический. Зерна доломита загрязнены тонкими карбонатными гранулами, благодаря чему выделяются на светлом фоне кремня. Кристаллики кварца иногда хорошо огранены и дают шестигранные призмочки с двумя пирамидками на концах. Очень часто участки с доломитом оконтуриваются кварцем и халцедоном.

Повидимому, процесс протекал так. Сначала выщелачивался доломит, в результате чего получились каверны. Дальше пошел процесс окремнения, при котором не только замещался доломит, но и заполнялись пустоты по принципу натечных форм кремня. Судя по сохранившемуся халцедону и даже опалу, кремень не очень древнего происхождения. Первичная порода, в данном случае доломит, также, очевидно, имела сложное происхождение, так как зерна последнего содержат гранулы и остатки от другого карбонатного осадка, возможно известняка.

О кремневаяющий перекристаллизованный обломочный известняк. Остатками первичной структуры являются окатанные обломки или округлые и вытянутые образования. Последующий процесс перекристаллизации изменил цемент и частично округлые ингредиенты. Затем имело место окремнение, которое, проникая и замещая как цемент, так и округлые тела, сильно видоизменило породу. Лишь оставшиеся вокруг округлых тел оторочки из более темного микрозернистого карбоната позволяют с уверенностью говорить о происшедших изменениях в первичной структуре породы. Размеры округлых тел от 0.2 до 1 мм.

Кремневая брекчия. Слагается из неправильных угловатых обломков мелкозернистого кремня, сцементированных кремневым же цементом. Последний засорен железистым желтым материалом в мелких зернышках, благодаря чему обломки выделяются в простом свете. Обломки до нескольких миллиметров величиной.

Иногда цемент карбонатный с рассеянными зернами и участками кварца. Рассеянные зерна кварца окатаны и, возможно, являются кластическими. Границы обломков кремня часто слиты — окремнение происходило и после образования породы (табл. VI, фиг. 2).

Кремневый конгломерат (гравелит). Состоит из галек кремня до 0.1 см величиной, с цементирующим частично карбонатным материалом. Кремневые гальки под микроскопом имеют мостовидную структуру из неделимых кварца; цемент конгломерата крупнозернистый, тоже кварцевый, лишь местами, халцедоновый, со случайно расположенными участками карбоната. Последний в мелких зернах, как бы плавающих в кремне, местами скопляется в кучки или рассеян вдоль границы обломка. Гальки кремня обычно хорошо окатаны, преобладают плоские формы, но бывают и округлые и остроугольные, клиновидные и т. д. (табл. VI, фиг. 1).

4. Песчаники среднего кембрия (?)

Эти породы относятся, повидимому, к нижней части среднего кембрия (?). Макроскопически это белые или слегка розоватые среднезернистые или очень тонкозернистые, не очень плотные песчаники с зернистым изломом. Некоторые из них по внешнему виду напоминают некоторые силурийские песчаники. Породы эти найдены в двух участках на сопке «Высокой», среди доломитов среднего кембрия и на рр. Кольчак и Неньядай, также среди выходов среднего кембрия. Повидимому, это прослой в среднем кембрии, но так как в коренных обнажениях мы этих пород не видали, с уверенностью приписывать им этот возраст мы не можем.

Разнозернистый кремнистый песчаник. Состоит из зерен величины от 0.001 до 2 мм. Зерна большей частью окатаны, мелкие не окатаны. Состав зерен кварцевый и кремневый. Зерна кремня теряют свои границы и сливаются с кварцевым цементом с малым количеством халцедона. Возможно, что часть цемента относится к кварцевому алевритовому материалу. Некоторые кремнистые гальки загрязнены глинистым материалом. Встречено одно мелкое зерно турмалина (?). В одном шлифе зерна плотно прилегают друг к другу без всякого цемента, в другом — зерна окружены корочкой красного железисто-глинистого материала. Зерна хорошо окатаны.

Мелкозернистый алевритовый кварцевый песчаник. Состоит из довольно хорошо отсортированных зерен 0.04 мм величиной, сцементированных значительным количеством глинисто-але-вритового материала. Преобладает кварц, присутствуют слюда, глини-стые частицы и сгустки в виде зерен 0.02 мм диаметром. Заметная не-ясная слоистость. Один образец по количеству алевритового материала является скорее алевритом.

5. Гипс среднего кембрия

Гипсы из обнажения выше д. Муринья характеризуются серым или белым цветом, переслаиванием с доломитами или доломитовыми мергелями и сильной перемятостью. Нами эти гипсы относятся к среднему кембрию ввиду тесной генетической связи их с породами этого возраста. Из приведенного ниже краткого описания это явствует достаточно ясно и выражается во включениях доломита в гипс и отсутствии красного кластического материала, столь характерного для верхнего кембрия.

Гипс. Агрегат пластинчатых кристалликов, расположенных снопи-ками в разных направлениях. Кристаллики до 0.1 мм длиной, очень тон-кие. К краям пластинки постепенно заостряются, почему в плоскостном сечении их границы крайне неравномерны и неопределенны. Иногда в гипсе включены отдельные округлые зерна карбоната (доломита?) (табл. VI, фиг. 3).

О гипсованный известняк. На фоне агрегатов мелкокри-сталлического гипса «плавают» мелкие зерна карбоната. Весь шлиф, кроме того, включает участки крупнозернистого гипса пластинчатой структуры. Там и сям разбросаны отдельные крупные зерна доломита и кальцита, иногда в скоплениях (табл. VII, фиг. 1).

6. Кластические породы верхнего кембрия и нижнего силура

Породы эти объединены, так как генезис их и минеральный состав чрезвычайно близки. Внешний облик, если и меняется и дает отличия, не всегда обнаруживает разницу под микроскопом. Некоторые типы, повидимому, выделяются в нижний силур, другие — в верхний кембрий. Где возможно, такое деление проведено, но оно должно считаться пока условным. Песчаники эти резко отличаются от нижекембрийских своей большей известковистостью, участием карбонатов или карбонатных пород в песчаном кластическом материале. Так же, как и в нижнем кембрии, красный цвет весьма характерен для этих пород и обусловли-вается красной железистой корочкой, окружающей отдельные зерна. Под микроскопом выделяется несколько типов как по минеральному составу, так и по текстурным признакам. Самой распространенной разновидностью является мелкозернистый известковистый песчаник.

А. Известковый алевролит верхнего кембрия и нижнего силура

Известковистый алевролит состоит из неокатанных, часто клиновидных зерен кварца от 0.01 до 0.1 мм величиной, причем меньший (0.02 мм) размер преобладает. Все сцементировано карбонатным цементом. Часто зерна покрыты красной железистой корочкой; тогда алевролит имеет красный цвет, и в шлифе видно, что в карбонатном цементе находятся кластические зерна кальцита. Кроме того, по шлифу иногда рассеяны отдельные мелкие (0.01 мм) зерна бурой гидроокиси железа (табл. VIII, фиг. 3 и 4).

Б. Песчаники верхнего кембрия

Известковистый мелкозернистый песчаник. Состоит из зерен кварца и карбоната с примесью зерен кремня и полевых шпатов. Все это сцементировано карбонатным цементом с зерном около 0.1 мм. Песчинки кремня и карбоната хорошо окатаны, что видно в простом свете. Кварц, повидимому, был также окатан, но благодаря вторичным процессам его зерна разрослись, иногда слились с соседними и приобрели неправильные контуры. Повидимому, первоначальный материал был очень хорошо отсортирован. Общее количество карбонатов от всего шлифа около 50%. Карбонатные зерна часто загрязнены и окружены оторочкой из желтого глинистого материала.

Известковистый мелкозернистый песчаник. Походит на предыдущий, но содержит больше угловатых зерен кварца. Зерна несколько меньшего размера (0.05 мм в среднем). Небольшая примесь лимонита и бурого непрозрачного минерала во вкраплениях рассеяна по шлифу. Иногда шлиф пересекается жилками вторичного кальцита. В одном шлифе проходит контакт красного мелкозернистого песчаника и более крупнозернистого. В первом наблюдается косая слоистость.

В. Песчаники нижнего силура

Неоднородный известковистый песчаник с известковыми водорослевыми корками. Участки красного известковистого песчаника в виде окатанных галек окружены частично или полностью известковистыми корочками. Все это цементируется известковистым песчаником другого состава. «Гальки» сменяются иногда мелкозернистым красным сильно железистым песчаником, иногда крупнозернистым песчаником (табл. IX, фиг. 4).

Известковисто-песчанистый красный гравелит. Состоит из мелких галек известкового песчаника, сцементированных таким же известково-песчаным материалом. Гальки песчаника достигают 2—3 мм, обычно вытянуты, округлы и часто неправильной формы. Многие из них покрыты коркой карбоната неодинаковой толщины, характер которой говорит о жизнедеятельности сине-зеленых водорослей. Красного железистого материала много вокруг отдельных зерен песка, между ними и в карбонатных корках. Песчинками являются как кварц, так и карбонаты. Зерна часто окатаны и по величине достигают 0.2 мм. Величина зерен в гальках доходит до 0.2 мм, в цементе она в среднем близка к 0.04 мм. В гальках иногда встречаются оолиты (табл. IX, фиг. 3).

Разнозернистый сливной песчаник. Состоит из окатанных или слабоокатанных зерен кварца и кремнистых и глинистых пород. Каждое зерно окружено красной железистой оторочкой. Зерна от 0.1 до 1 мм величиной. Крупные зерна состоят из кремнистых и глинистых по-

род, иногда кварцитов, мелкие зерна главным образом кварцевые и кремневые. Окатка в большинстве случаев хорошая (табл. VIII, фиг. 1 и 2).

Известковисто-слюдистый песчаник. Состоит из неокатанных зерен кварца от 0.02 до 0.1 мм величиной, тонких листочков слюды, залегающих по слоям, редких окатанных зернышек карбоната и карбонатного цемента. Кластические зерна карбоната загрязнены желтым железистым веществом.

Глауконитово-карбонатный грубозернистый песчаник. Состоит из окатанных зерен карбоната (преимущественно), обломков организмов, кварца и глауконита. Размер песчинок карбоната от 0.2 до 0.6 мм, глауконита и кварца от 0.1 до 0.2 мм. Обломки организмов разной величины, встречаются крупные, до 1 мм. Глауконит округлый, обычно растресканный. Есть зерна, как бы разъединенные жилками кальцита. Характер зерен, а также присутствие пигментного глауконита говорят скорее о сингенетическом происхождении его, хотя лопастных зерен и не было встречено. Зерна кварца и кремня частично хорошо окатаны. Зерна карбонатов и карбонатных пород всегда окатаны, притом обычно хорошо. Обломки организмов относятся, главным образом, к остаткам от панцирей трилобитов. Встречаются отдельные оолиты. Цементируется все вторичным кальцитом. Около глауконитовых зерен обычно лимонит в тонких вкрапленниках-жилках. Кроме того, в незначительном количестве присутствует черное непрозрачное вещество (битум?) в мелких вкрапленниках.

Грубозернистый песчаник. Хорошо отсортированный песчаник с карбонатным цементом и оолитами. Состоит из зерен кварца и кремня от 0.2 до 0.4 мм величиной и радиально-лучистых оолитов такой же величины. Окатка зерен песка хорошая или значительная, зерна с острыми углами редки. Оолиты рассеяны по шлифу в небольшом количестве.

7. Известняки нижнего силура

Характер известняков нижнего силура очень своеобразен. Во-первых, специфически нижнесилурийским признаком являются оолиты, представленные несколькими разновидностями, описание которых выделено в особый раздел. Во-вторых, большинство известняков засорено песчаным материалом и представляет переходы к песчаникам. Наконец, глауконит также типичен для нижнего силура нашего района. Встречается этот минерал преимущественно в песчаных известняках. Все эти признаки связываются с определенными условиями, существовавшими в бассейне, и не только являются отличительными чертами силурийских отложений, но и дают ключ к расшифровке господствовавшего тогда режима. Здесь излагается лишь фактический материал по этому вопросу. Заметим, что известняки с фигурными структурами, строматолитами и онколитами своим происхождением обязаны в значительной своей части жизнедеятельности сине-зеленых водорослей. Вообще строматолиты, очень часто обнаруживаемые макроскопически и слагающие иногда целые пласты и биостромы, играют не меньшую роль в микроструктуре макроскопически обычных известняков. Доломитизация не выражена резко в нижних горизонтах нижнего силура в нашем районе. Более высокие горизонты, которые встречаются севернее, нами не исследовались. Цвет известняков нижнего силура очень меняется. Часто это разности розовые, серые, зеленоватые, преимущественно светлых оттенков. Строматолитовые разности отличаются пестрой раскраской и пятнистостью.

Песчаный известняк с фигурной структурой и песчаными карманами. Очень пестрая структура породы включает несколько элементов: 1) темный афанитовый карбонатный материал, залегающий крайне прихотливо и образующий «острова», «заливы», «мысы» и т. д.; 2) более светлый микрозернистый карбонатный материал, заполняющий промежутки между первым и обнаруживающий иногда постепенные переходы к афанитовому карбонату; 3) вторичный крупнозернистый кальцит. Материал, заполняющий карманы в известняке, состоит из: а) кварцевых зерен, б) карбонатных зерен, в) мелких зачаточных оолитов и г) карбонатного светлого мелкозернистого цемента. Кластические зерна обычно окатаны и имеют величину от 0.02 до 0.2 мм. Оолиты имеют диаметр 0.3 мм. Иногда наблюдаются среди песчаного материала зерна глауконита. Темные карбонатные, афанитовые пятна иногда приобретает явно строматолитовое строение и представляются в виде корок и изгибающихся слоев. Иногда глауконит пигментирует карбонатные обломки и заполняет, как цемент, промежутки между кластическими зернами, т. е. является сингенетическим (табл. IX, фиг. 2 и табл. X, фиг. 2).

Слабопесчанистый известняк. Слагается тонким микрозернистым карбонатом, образующим причудливые заливы, карманы и извивающиеся слои, в которых располагается более светлый вторичный кальцит, как бы пропитывающий более темную микрозернистую массу и кварцево-карбонатный песок. В шлифе находится раковина какого-то животного (трилобит?), состоящая из двух прямых пластин. Между последними находится также песок, в котором существенную роль играют маленькие радиальнолучистые оолиты. Зерна карбоната в песке хорошо окатаны (табл. X, фиг. 1).

Песчанистый известняк. Состоит из значительного количества песчаных кварцевых зерен, вкрапленных в микрозернистую массу карбоната. Часто зерна кварца оторочены темным афанитовым карбонатом, реже — красным железистым материалом. Кроме кварца, встречается слюда и кремни, карбонатные зерна и кусочки мергеля. Иногда распределение материала неравномерно, причем обособляются обедненные кварцем участки без четких границ. Иногда присутствует некоторое количество глинистого материала в цементе и примазки битума.

Карбонатный или известняковый песчаник, или песчанистый известняк. Состоит из округлых зерен известняков и зерен карбоната, окруженных красной (и желтой в отраженном свете) корочкой лимонита, а также окатанных и угловатых зерен кварца и кремня. Все сцементировано известковым цементом. Зерна карбоната иногда бывают окружены оолитовой оболочкой и имеют разную величину от 0.02 до 0.8 мм, с преобладанием 0.1 мм. Крупные зерна напоминают вкрапленники и обычно слагаются афанитовым известняком, но есть и галечки других пород. Иногда это мелкозернистый однородный известняк с зерном из окатанных кластических карбонатных песчинок 0.02 мм величиной и тонким кварцевым материалом (табл. IX, фиг. 1).

Красный афанитовый известняк. Порода целиком сложена мелкими зернами карбоната от 0.004 до 0.02 мм величиной с преобладанием зерен в 0.004 мм. Некоторая загрязненность красным железисто-глинистым материалом в виде бурых зерен в 0.001 мм величиной увеличивается в линзовидных местах скопления угловатых кварцевых, карбонатных и кремневых зерен от 0.02 до 0.06 мм. Весь шлиф запятнан желтым прозрачным железистым (?) веществом, образующим пятнышки, в 0.05—0.1 мм диаметром, равномерно распределенные по всему шлифу.

Мелкозернистый слабопесчанистый известняк. Состоит из зерен кальцита от 0.004 до 0.2 мм величиной с преобладанием зерен меньших размеров. Мелкозернистые и крупнозернистые участки распределены неравномерно. Песчаный кварцевый и карбонатный материал с величиной зерна от 0.02 до 0.04 мм распределен также участками. Встречены проблематические овалы образования, похожие на фораминиферы (?). Загрязнение железистым материалом относится к песчаной части. Последняя составляет несколько процентов.

Кальцитизированный доломит или доломитовый известняк. Состоит из микрозернистого первичного доломитового материала, как бы рассыпанного на крупных бесформенных кристаллах кальцита. Последний, несколько более светлый, чем микрозернистая масса первичного материала, создает как бы фон для мелких зернышек. При скрещенных же николях крупные кристаллы кальцита затухают сразу, в то время как рассеянная масса мелких кристалликов затухает одновременно, выделяясь на темном фоне погасшего кристалла кальцита. Присутствует небольшое количество вторичного (?) кварца с расплывающимися границами зерен (может быть обросшие кластические зерна), а также мелкие примазки желтого лимонита и вкрапленники темного битума (?).

8. Оолитовые известняки нижнего силура

Чрезвычайно характерными для нижнего силура бассейна р. Лены являются оолитовые известняки. Они обычно красного, розового и серого цвета с оолитами разной величины. Зерна их загрязнены в различной степени песчаным материалом. Оолитовые известняки, переславившись с песчаниками, обычно имеют с ними резкие границы, хотя отдельные мелкие оолиты встречаются как исключение в некоторых песчаниках.

Оолитовые зерна бывают различной формы и структуры, различно и их происхождение.

Из общего числа оолитовых известняков здесь выделено несколько основных типов, всего 7. Принципом разделения послужили: 1) величина и количество слоев в оолитах, 2) песчаность и степень засорения красным железисто-глинистым материалом, 3) присутствие обволакивающих корочек, захватывающих несколько оолитов, и наличие отдельных галек карбонатных пород, 4) присутствие онколитов или строматолитов и их роль в строении породы. Оолиты представляют в различных породах все степени роста, от зачаточных образований с одним обволакивающим слоем до сложного крупного оолита со многими слоями и радиально-лучистой структурой. Степень сохранности их и вторичная перекристаллизация также бывают различными, но в большинстве случаев в породах района сохранность хорошая. Ниже приводится микроскопическая характеристика этих пород по типам.

а. Мелкооолитовый песчанистый известняк. Состоит из оолитов величиной от 0.2 до 0.4 мм, вторичного карбонатного цемента и кластических зерен кварца и карбоната. Оолиты имеют следующую структуру: в центре находится или одно зерно или группа округлых зерен карбоната, окруженных тонкой железисто-глинистой красной корочкой. Вместо этих зерен иногда встречаются обломки трилобитов. Таким образом, в центре оолита обычно находится красное ядрышко. Оболочка оолита бесструктурна, состоит из серого, очень мелкозернистого (афанитового) карбоната. Кластические зерна карбоната в большинстве случаев окружены красной корочкой, кварц частично окатан. Размер

зерен песка от 0.02 до 0.08, преимущественно 0.05 мм; песок очень хорошо отсортирован.

Встречается разновидность такой породы с более крупными ядрами, внутри которых иногда находятся онколиты *Ottonosia* n. sp. Ядра обычно имеют довольно толстую красную оболочку (табл. X, фиг. 3).

б. Красный оолитовый известняк. Довольно сильно перекристаллизованный известняк, с крупными оолитами от 0.2 до 1 мм диаметром. Оолиты круглые и овальные, изредка слившиеся. Все оолиты загрязнены красным железисто-глинистым материалом. Структура оолитов радиально-лучистая и концентрически-слоистая одновременно, причем более темные линии подчеркивают более крупные концентрические зоны, которых в крупных оолитах насчитывается от 6 до 10. В центре оолитов находятся обычно окатанные зернышки карбоната. Цементом служит вторичный крупнозернистый карбонат, участки которого включают окатанные зерна кварца, окруженные целыми скоплениями железисто-глинистой массы. Между некоторыми соприкасающимися оолитами видны отчетливые стилолитовые швы, прерывающиеся во вторичном цементе (табл. XI, фиг. 2 и 3).

в. Давленный песчанисто-оолитовый известняк. Состоит из оолитов от 0.2 до 1 мм диаметром, сцементированных песчано-карбонатным цементом. Там, где между оолитами песчаного материала нет (в шлифе особые зоны), произошло сдавливание оолитов. Последние или несколько деформированы и частично раздроблены, или отделены друг от друга сутурно-стилолитовым швом. Стилолитами иногда уничтожается более половины оолитов. Небольшие галечки песчанистого известняка ведут себя так же, как и оолиты. В центре оолиты имеют или песчинку кварца или округлое зерно карбоната. Радиально-лучистая структура подчеркивается красным железистым материалом, которого больше всего в стилолитовых швах. Концентрическая слоистость выражена значительно слабее. Цементом между оолитами обычно служит микросернистый афанитовый карбонатный материал с примесью песка. Сдавливание и стилолитизация происходили после образования оолитов и их затвердения.

г. Мелкооолитовый известняк со вторичным кальцитовым цементом. Не содержит песчаного и красного железистого материала. Состоит из радиально-лучистых оолитов от 0.2 до 0.6 мм диаметром, с плохой концентрической слоистостью. Центр оолита обычно занят микросернистым афанитовым кальцитом, редко зернами кварца. Оолиты бывают нескольких родов: 1) отчетливо радиально-лучистые неправильно-сферической или вытянуто-яйцевидной формы; 2) совершенно перекристаллизованные с неопределенными границами, постепенно переходящими во вторичный кальцит цемента; 3) неправильной формы с обломками оолита или темным афанитовым кальцитом в центре, который окружен слоистой корочкой разной толщины. Последняя также приобретает радиальную лучистость. Через один шлиф проходит стилолитовый шов, деформирующий оолиты.

д. «Классический» оолитовый известняк. Состоит из крупных (от 0.3 до 1 мм), очень правильных концентрически слоистых оолитов, сцементированных песчанисто-известковым цементом. Оолиты состоят из тонких концентрических слоев микросернистого афанитового кальцита и лишь в редких случаях содержат в центре посторонний обломок кварца, карбоната или какой-нибудь породы. Кроме того, здесь же встречаются обломки тех же оолитов, галечки карбонатной породы с глауконитом и отдельные, довольно крупные обломки того же минерала. Глауконит не окатан или слабо окатан и имеет вид обломанных

кусочков. В гальках карбонатной породы он занимает пространство между зернами и сростками карбоната. Таким образом, глауконит здесь аллохтонный. Мелкие трещинки, пересекающие шлиф, заполнены лимонитом. Кварцевый песчаный материал в цементе (около 0.1 мм величиной) или угловат или, реже, слабо окатан. Среди песчинок встречаются зерна слюды, карбонатов и кремней. Иногда в центре оолита находятся или крупные кристаллы доломита, отороченные железистой корочкой, или обломки других оолитов, или, наконец, целые мелкие оолиты (табл. XII, фиг. 1).

е. Оолитово-гравелитовый известняк. Состоит из значительно перекристаллизованных оолитов, обернутых одним или двумя слоями карбоната. Эта корочка облекает как отдельные оолиты, так и группы их, образуя своего рода гальки. Так же обернуты гальки из красного песчанистого известняка, микрозернистого известняка, перекристаллизованного оолитового известняка и т. д. Размеры галек достигают 2 мм. Форма галек округлая, но группы оолитов, соединенные облекающей их афанитовой корочкой, имеют причудливые очертания. Неправильно вытянутые формы и извилистые контуры с мысами и заливами показывают, что окатка в данном случае отсутствовала и что корочки образовались после сформирования оолитов и окатки галек (табл. XIII, фиг. 1).

ж. Онколитово-оолитовые известняки. Состоят главным образом из обломков строматолитов, стяжений и мелких оолитов, цементированных вторичным кальцитом или песчано-карбонатным цементом. Отдельные ингредиенты чрезвычайно широко колеблются в следующих размерах: песчинки кварца — от 0.02 мм до 0.1 мм, обломки строматолитов — от 0.4 до 4 мм, оолиты, отличающиеся более постоянными размерами, — от 0.2 до 0.4 мм. Среди онколитов есть формы, напоминающие *Otonosia* и *Osagia*. Лимонит засоряет первичный песчаный цемент и ядра некоторых оолитов (табл. XI, фиг. 1).

з. Песчано-оолитово-строматолитовый известняк. Состоит из корочек строматолитов, между которыми находятся оолиты и обломки трилобитов в карбонатном слабо песчаном цементе. Оолиты или группы их, так же как и отдельные окатанные обломки трилобитов, заключены в афанитовую карбонатную оторочку или корочку. Характер последней скорее всего говорит о ее водорослевом или бактериальном происхождении. Корки строматолитов имеют от 1 до 2 мм толщины, слоисто-волнистую и почковидную структуру и неровную бугристую верхнюю поверхность (табл. XII, фиг. 3).

Общие замечания об оолитовых известняках

Из обзора типов оолитовых известняков намечается сложный генезис некоторых из них. Часть пород, как, например, типы *a* и *г*, в своем развитии были задержаны в начале процесса образования оолитов. Из них тип *г* мелкооолитового известняка является наиболее распространенным оолитовым известняком. Тип *д*. — «классический» оолитовый известняк, можно причислить к наиболее законченным оолитовым породам с правильным, равномерным и неорганическим (химическим) образованием оолитов. Другие породы отчетливо показывают, что в процессе образования оолитов примешивалась жизнедеятельность синезеленых водорослей, которая иногда помогала образованию оолитов, давая зернышки для обволакивания оолитовыми слоями. В других же случаях бурно разраставшаяся флора отнимала свободный карбонат для постройки корок и замедляла процесс образования оолитов.

Все оолиты являются образованиями мелкого моря и богаты или песчаным: материалом, или ломаными оолитами и галечками карбонатных пород. Характер некоторых из них говорит о том, что иногда вместе с оолитами непосредственно на дно выпадали зерна карбонатов, образуя цемент, в котором оолиты погребались, не касаясь друг друга. В этом случае величина оолитов была равномерной, так как процесс образования оолитов прекращался по мере отложения цемента.

Стилолитизация лишь двух соседних оолитов, ломаные внешние корочки, участки и куски оолитов говорят о твердом состоянии последних в осадке, о сдавливании осадка в некоторых случаях и о движении воды, ломавшей твердые шарики. Присутствие обломков трилобитов говорит о нормальном соленом режиме бассейна, в котором отложился оолитовый осадок. Глауконит не образовывался вместе с оолитом, он приносился, иногда в значительном количестве, из соседних пластов размываемых силурийских отложений. То же доказывают галечки песчаных пород.

IV. МАКРОСКОПИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ НЕКОТОРЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ

Некоторые породы представляют интерес и при макроскопическом их изучении. Как уже указывалось в другой работе, посвященной главным образом среднему кембрию (Маслов, 1940), большую роль в составе этого отдела играют разные брекчии. При наших маршрутных пересечениях мы не могли детально останавливаться на разрезах, поэтому наши образцы являются лишь характеристикой встречающихся в среднем кембрии пород. Так как некоторые из них представляют крупный интерес, мы приводим краткое их описание. Характерно, что из приведенных ниже пород брекчиевидного сложения большинство расшифровывается как осадочные обломочные образования, так как несут на себе признаки переноса обломков и их окатки.

Брекчия трехкомпонентная. Состоит из неокатанных обломков черного и полосатого кремня, слабоокатанных обломков серого слоистого доломита и доломитового цемента, более светлого и иногда замещенного вторичным кальцитом. Величина обломков сильно варьирует, от 1 мм до 5 мм. Кремневых обломков мало, они сгруппированы в участки. Цемента много. Порода осадочного происхождения.

Брекчия трехкомпонентная. Обломки окатанные и с закругленными углами серого мелкозернистого доломита и почти неокатанные мелкие обломки черного кремня цементируются более светлым желтоватым песчанистым карбонатным цементом. Обломки-галечки доломита разных размеров, от 1 мм до 5 см, преобладают, лежат плотно друг к другу. Обломки кремня более редкие, от 1 до 5 мм, распределены неравномерно. Обломки переполняют породу, — цемента мало. Порода осадочного происхождения (табл. XIV, фиг. 1).

Брекчия спорадических обломков кремня. Остроугольные и частично окатанные обломки светлосерого и почти белого кремня вкраплены в мелкозернистую доломитовую массу. Обломков мало (10—15%), основную массу составляет доломит. Величина обломков варьирует от 1 мм до 1 см. Порода осадочного происхождения (табл. III, фиг. 2).

Двухкомпонентная карбонатная брекчия. Состоит из неокатанных обломков буро-темносерого мелкозернистого известняка, цементированного светлосерым известковым цементом. Величина обломков сильно варьирует, от долей миллиметра до 5 см. Некоторые обломки обладают слоистостью, изучение которой показывает, что об-

ломки смещены один относительно других. Хотя цемент в большей части перекристаллизован, брекчия, повидимому, образовалась в результате раздробления пород и последующей цементации. Гнезис породы неясен — он может быть как тектоническим, так и осадочным, с одинаковой степенью вероятности (табл. XV, фиг. 2).

Полимиктовая карбонатная брекчия. Состоит из обломков светлых мелкозернистых доломитов, буровато-серых грубозернистых доломитов, белых кремней, серых перекристаллизованных известняков, серых и темносерых тонкослоистых известняков и т. д. Обломки тесно прижаты друг к другу, цемента мало. Последний образован или тонкозернистым доломитом, или мелкими обломками тех же перечисленных выше пород. Обломки сильно варьируют в величине и колеблются от долей миллиметра до 10 см. Преобладают обломки от 1 до 2 см. Расположение их беспорядочное. Брекчия несомненно осадочного происхождения (табл. XV, фиг. 3).

Гипсовый конгломерат. Состоит только из гипса. Окатанные и полуокатанные обломки белого гипса впаены в более темный сероватый гипсовый цемент. Обломки варьируют в величине от долей миллиметра до 5—8 мм. Границы их часто бывают изъедены и зазубрены. В некоторых замечается внутренняя слоистость. Обломки расположены беспорядочно. Порода, повидимому, осадочного происхождения (табл. V, фиг. 4).

Кремневый гравийный конгломерат. Состоит из обломков черных и серых кремней обычно с окатанными углами, редких окатанных обломков буровато-серого доломита и более светлого буровато-серого доломитового цемента, который местами замещен белым халцедоном. Мелкие гальки (менее 1 мм) обычно хорошо окатаны; они скапливаются прослоем между прослоями более крупногалечной породы. Крупные обломки-гальки достигают по длинной оси 20 мм (от 10 до 20 мм), имеют более острые углы, хотя встречаются и хорошо окатанные. Порода несомненно осадочного происхождения.

Кремневый конгломерат («конгло-брекчия»). Порода двухкомпонентная. Небольшие обломки темного, почти черного кремня с окатанными, закругленными или острыми углами, вкраплены в доломитовый (серый зернистый) цемент. Величина обломков от 1 до 10 мм с преобладанием мелких составляющих. Количество цемента несколько превышает количество обломков. Порода кремневая, прочная, малопористая; осадочного происхождения (табл. XV, фиг. 1).

V. КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЛИТОГЕНЕЗА ПОРОД НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

Из кратких типовых описаний микроскопического строения вытекают некоторые выводы. Нижняя часть нашей колонки сложена кластическими осадками нижнего кембрия. Как указывалось выше, характерными чертами этих отложений являются: 1) присутствие красноватых горизонтов, 2) слабая окатанность песчаных зерен, 3) малое содержание или почти полное отсутствие известкового материала, 4) быстрое фациальное изменение горизонтов.

Все эти данные говорят: 1) о близком расположении суши от места отложения осадка, 2) о теплом и влажном климате, чередовавшемся с сухими периодами, 3) об отложении недалеко от устьев рек или в дельтах последних, без участия морских животных. Весьма возможно, что отложения нижнего кластического кембрия являются дельтовыми, причем суша находилась где-то на юге, юго-западе или юго-востоке (точнее сказать нельзя).

В верхних частях кластической серии начинает сказываться влияние моря. Это выражается прежде всего в примеси известкового материала и в более тонких осадках. Появляются красные мергелистые пачки пластов. В самом верху начинают перемежаться песчаники с доломитами, и здесь, вероятно, был лагунно-морской режим, когда роль рек сказывалась лишь в приносе песчано-глинистого материала. Последний отлагался в морской воде, иногда ненормальной солености. Находящиеся здесь лагуны, отделявшиеся друг от друга сухими перемычками, осаждали соль и гипс. На берегу лагун отлагались более грубые конгломератовидные пласты в результате разрушения этих перемычек. Так как размыв последних происходил интенсивно, среди песчинок и галек могли сохраниться лишь устойчивые породы, как это наблюдалось в конгломерате, найденном И. И. Катушенком на р. Сохатиной в верховьях р. Лены. Такой лагунный режим продолжался в течение значительного промежутка времени. Отложения, с ним связанные, обычно относят уже к среднему кембрию, чисто условно, без особых на то оснований. Осадки, связанные с приносом терригенного материала, т. е. мергелисто-глинистые отложения, имеют уже иной, серый цвет. Можно думать, что терригенный материал, если и заносился, то течениями, шедшими из других районов, может быть параллельно берегу. Чрезвычайная тонкость этого материала (за редким исключением) и отсутствие железистых окислов, характерных для нижних кластических толщ, подтверждают последнее. О том, что климат оставался теплым, говорят химические осадки, встречающиеся по существу во всей толще среднего кембрия. Породы же приобретают исключительно карбонатный состав. Грубокластические осадки здесь также существуют, но уже совершенно другого облика и происхождения. О генезисе некоторых пород среднего кембрия можно найти некоторые данные и соображения в литературе (Маслов, 1940; Яржемский, 1938). Здесь мы вкратце охарактеризуем общий режим водоема и дополним уже известные факты нашими наблюдениями.

Преобладающая роль доломитов в карбонатной серии среднего кембрия, иногда с кристаллами или даже линзами гипса, как то наблюдалось в Приангарье, говорит о химическом и, в большинстве случаев, лагунном происхождении огромного количества выпавшего магниезального осадка. Многочисленные подводные оползания, мелководные отложения, следы усыхания и местного размыва карбонатных пород говорят о существовании полузамкнутых лагун, в которых выпадал доломит. Эти отложения иногда прерываются осадками более открытого моря, где породы делаются более известковыми, появляются иногда в бурном расцвете признаки жизни, и фациальная изменчивость пород становится менее выраженной. Так, в Приангарье две скважины на расстоянии 12 км оказалось почти невозможным сопоставить по литологическому составу, несмотря на детальное их исследование Я. Я. Яржемским. Но отдельные известковые пласты, повидимому, являющиеся отложениями более открытого бассейна, могут служить руководящими горизонтами. Такими же маркирующими горизонтами на р. Ангаре являлись трилобитовые и строматолитовые пропластки и пласты со следами аннелид. В районе верховий р. Лены такие породы известны в виде строматолитовых отложений с *Collenia*, найденных в изобилии на р. Панкуче и р. Лене. Правда, здесь возможно также образование этими строматолитами рифовидных построек типа биостром. Но это не меняет дела. Отложения эти очень мелководные (не глубже 30—50 м), и естественно нахождение здесь брекчий из обломков тех же пород.

Другие осадки, связываемые нами с жизнедеятельностью губок, от-

носятся уже к известнякам. Эти породы, чрезвычайно интересные как по внешнему своему виду, так и по микроструктуре, встречены нами на р. Улькан в нескольких обнажениях. Представлены они так называемым сферолитовым известняком — темносерой пестрой породой с большим или меньшим количеством причудливо изогнутых пустот, заполненных вторичным кальцитом. Сингенетическая часть породы обладает сферолитической¹ структурой, которую дают слившиеся спикеры некоторых известковых губок, а извивающиеся пустоты малого и крупного размера могут отвечать пустотам и каналам в теле скелета губки. Правда, внешней формы «губок» видеть не удалось, но объяснение происхождения этой породы органическим путем, на наш взгляд, наиболее правдоподобно.

Другая порода сложена удлиненными кристалликами и палочками карбоната и, по нашему мнению, также отвечает губковому известняку, но сложенному уже другими губками, обладавшими обычными известковыми спикерами. Эта порода выше описана под названием «спонголит». Встречена на р. М. Анай и в верховьях р. Кольчака.

Наконец, «сгустковый» известняк дает структуру строматолита и говорит о водорослевом происхождении известняка. Все эти породы можно отнести к отложениям открытого моря с нормальной соленостью, но это отнюдь не значит, что весь средний кембрий характеризуется таким режимом. Это лишь спорадические, хотя бы и довольно мощные толщи в средней части карбонатной серии, чередующиеся с доломитами и доломитовыми брекчиями мелководного бассейна.

Карбонатные брекчии и конгломераты развиты по всему среднему кембрию верховий Лены и Киренги. Они возникали благодаря местному размытию вышедших на поверхность моря мелководных участков или благодаря оползанию ила и твердых пород на дне моря и перемещению осадка движением воды.

Как видно из приведенных описаний, в осадкообразовании среднего кембрия не последнюю роль играют кремневые образования. В противоположность взглядам Е. В. Павловского и И. И. Катушенка, которые считают кремни результатом концентрации органического кремнезема (без всякого убедительного на то довода), мы полагаем, что они образовались, во-первых, обычным путем — сгущением геля кремнекислоты, внесенного в море реками, и, во-вторых, благодаря вторичным процессам. Мергелистые прослои и глинистые пленки на поверхностях наслоения показывают, что кластические осадки приносились реками в открытое море, а течениями — в полузамкнутые лагуны. Одновременно тем же путем поступал и золь кремнезема, который и сейчас в больших количествах вносится в море современными реками. Осаждение кремнезема в линзовидные стяжения-сгустки на дне бассейна произошло как в открытом море, так и в частях его с ненормальной соленостью и чрезвычайно мелководностью. Далее гель очень быстро обезвоживался, твердел и участвовал в образовании некоторых брекчий и конгломератов как твердое устойчивое тело. Поэтому нам чаще бросаются в глаза куски кремня, впаянного в основную карбонатную массу. Выше, в предыдущей главе, приведены краткие описания чрезвычайно характерных пород — кремнево-карбонатных конгломератов-брекчий.

Наконец, в самом верху карбонатной серии осадки открытого, большей частью, моря со строматолитами (*Collenia umbella* Masl.) сме-

¹ Понимая под сферолитом агрегат радиально расположенных кристаллов, а не внешнюю форму этого агрегата. Последние, сливаясь, образуют пористый скелет проблематической губки.

няются типичными лагунами с отложениями мощного пласта гипса. Последний, слоистого строения (как и на р. Ангаре), включает небольшую примесь чистого песка без примеси железистых пленок, тонкие прсслоечки мергеля и зерна или кусочки доломита. Одним словом, лагуна, в которой отлагался гипс на месте современной р. Киренги, была тесно связана с режимом среднекембрийского моря. Таким образом, мы здесь наблюдаем завершение цикла осадкообразования от нижних соленосных лагун к более открытому морю и опять к описанным выше лагунам.

Смена красноцветными осадками условного верхнего кембрия (верхоленской свитой) происходит довольно быстро. Лагунный режим остается, остается даже иногда отложение гипса, но суша настолько приближается, что приносимый с нее красноцветный терригенный материал ощутимо сказывается в окраске и характере осадка. Прежде всего исчезают доломиты и известняки в чистом виде, остается лишь известковистость: чистые карбонатные осадки заменяются глинистыми мергелями, песчаниками и глинами. Все породы интенсивно окрашиваются глинисто-железистым материалом, который образует корочку вокруг песчинок или примешивается в виде тонкой и густой мути. Такими осадками сложена вся верхоленская свита, причем мелководность отложений несомненна для всей свиты, близость же материка сказывается в огромном количестве тонкого материала, приносимого мощными равнинными реками. Климат оставался таким же теплым, как при отложении нижних горизонтов кембрия. Как увидим ниже, такой климат сохранялся и в нижнем силуре. Таким образом, у нас нет никаких данных о том, что имело место изменение климата за время с нижнего кембрия по верхний силур.

Песчано-глинисто-мергелистые породы верхоленской свиты постепенно заменяются карбонатно-песчаными осадками мелкого открытого моря с островами. Осадки остаются такими же красноцветными, но временами течения относят в сторону красный терригенный материал. Благодаря этому появляются серые и зеленоватые пласты и пропластки, чередующиеся с красными и розовыми породами. Для этих отложений характерными являются грубозернистые осадки. Даже среди известняков преобладают песчанистые и оолитовые разности. Огромную роль в концентрации извести играют сине-зеленые водоросли, обуславливающие оригинальные микроструктуры и образующие строматолитовые постройки.

В большинстве случаев строматолиты создают отдельные пласты или миниатюрные рифы и банки (биостромы), но иногда их постройки образуют настоящие рифы (биогермы), описанные мною (Маслов, 1937). Отложения эти, чрезвычайно мелководные, подвергались действию волн и течений, благодаря чему мы находим как мелкие конгломераты, так и грубые песчаники. Для конгломератов характерна плоская галька из тех же пород, иногда неотличимых от цементирующего песчаника. Для песчаников характерны карбонатные зерна — продукты разрушения карбонатных пород, а также хорошая окатка зерен песка, что указывает на длительный перенос. Взвешенный известковый ил, а также химически выпадающий карбонат давали начало оолитам, иногда чрезвычайно неправильным, благодаря вмешательству жизнедеятельности сине-зеленых водорослей. Соленость бассейна была нормальная, здесь же жили гастроподы, брахиоподы и в более глубоких местах трилобиты. Повидимому, обильная водная флора (*Manchuriophycus*) давала хорошую пищу животным. Поверхности наслоения часто показывают следы ползания многочисленных животных. «Волноприбойные» знаки различ-

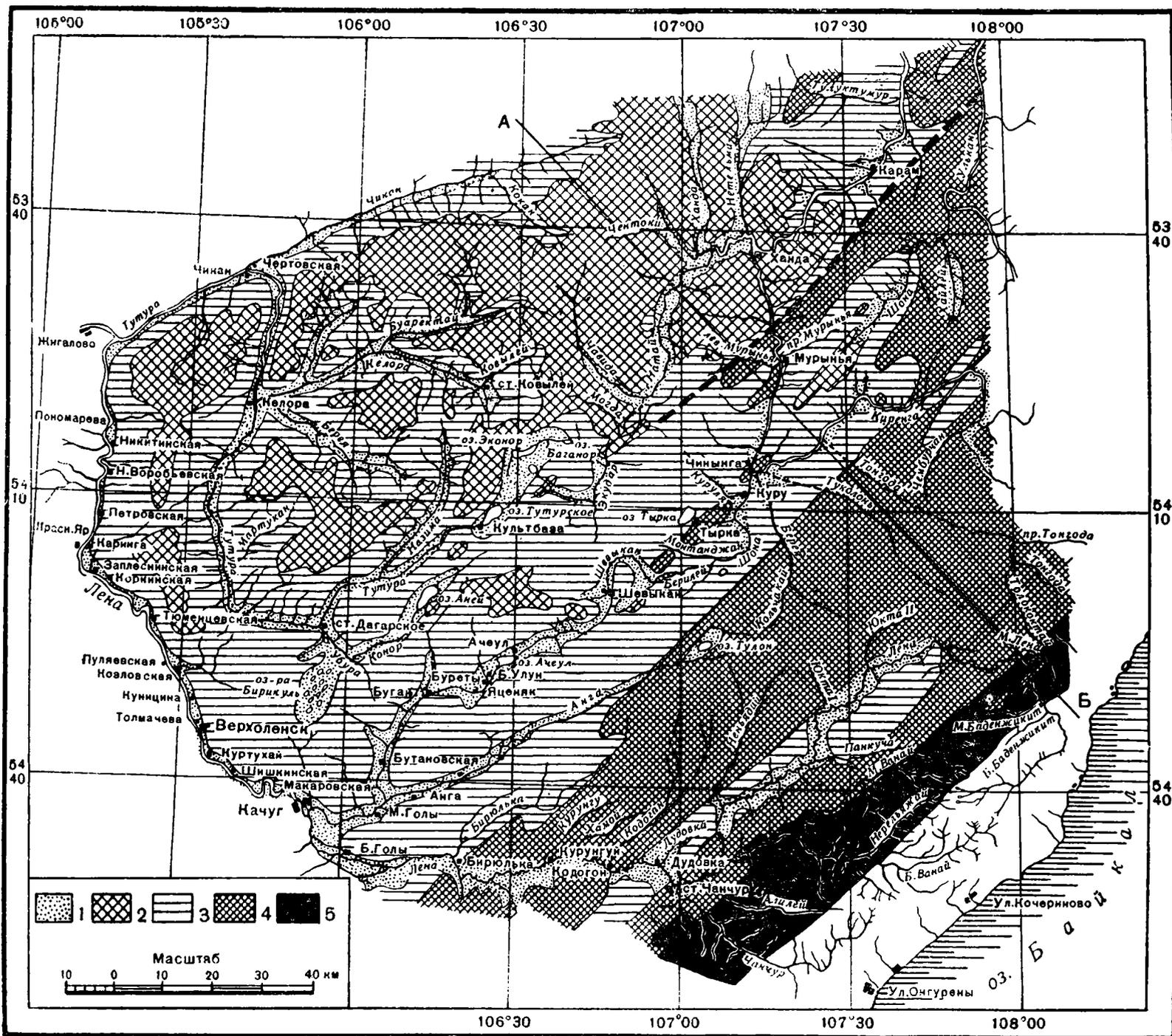
ного вида и величины говорят нам не только о мелководности бассейна, но и о донных и приливных течениях, образующих типичную и наиболее распространенную форму ряби. Трещины усыхания и гальки пород свидетельствуют о локальных перерывах или, может быть, островах, рассеянных по всему бассейну.

На обстановку дна моря указывает присутствие сингенетического глауконита. Последний присутствует как в оолитовых и песчаных известняках, так и в грубых песчаниках. Количество его не очень велико, но форма чрезвычайно характерна. Обычно зерна его растресканы, промежутки и трещинки заполнены карбонатом. Растрескивание идет снаружи внутрь, как должно быть при дегидратации геля — трещинки как бы раскрыты к внешней поверхности зерна. С другой стороны, даже при довольно крупном зерне песчаника мелкие зернышки глауконита, получившиеся благодаря растрескиванию, не отделены и не перемещены относительно друг друга. Это говорит о том, что дегидратация глауконита произошла в иле после отложения осадка. Таким образом, надо думать, что глауконит образовался на дне моря. Заметим попутно, что в известняках нижнего силура мы не встречали кремней. Возможно, что вся коллоидная кремнекислота, которая содержалась в морской воде, благодаря обилию железа и специфическим благоприятным условиям (течения) отлагалась в форме соединения, отвечавшего по составу глауконитовому гелю.

Интересно отметить, что вышеописанные осадки содержат временами также примесь малахита и галенита. Каким образом медь и свинец попали в оолитовые известняки и песчаники силура? Ранее предполагали, что медные минералы принесены из области коренных медных месторождений и что дальнейшие процессы переместили медь и отложили в другой форме. Относительно свинца можно предположить, что галенит принесен вместе с мелкими гальками из коренных месторождений и затем переместился из этих галек в пустоты нижнесилурийской породы. Но с уверенностью присоединиться к этой гипотезе трудно, поскольку остается еще немало невыясненных вопросов. Необходимо найти гальки пород, чуждых нашему району, с непеременным галенитом или без него, что вполне возможно, если такие гальки существовали. То же можно сказать и относительно медных минералов, так как непонятно, каким образом медные соединения сохранились во время переноса в морской воде и начали перемещаться после отложения осадка? Кроме механического отложения этих двух металлов, возможно выдвинуть и гипотезу органического накопления меди в пластах благодаря жизнедеятельности животных, что пытался сделать в свое время Я. В. Самойлов, полагавший, что медь (а может быть и свинец?) может играть роль железа в крови некоторых организмов. Пока эта гипотеза не имеет под собой прочного фундамента и не получила распространения.

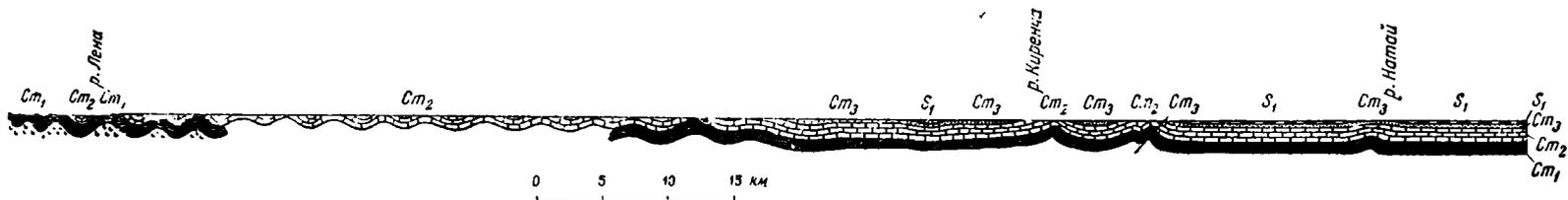
Относительно берегов нижнепалеозойских морей говорить довольно трудно. Степень изученности нижнего кембрия позволяет лишь предположительно намечать берег где-то на юге, если считать ушаковскую фацию прибрежным конгломератом и принимать во внимание залегающие мотской свиты на кристаллических сланцах у Соснового Байца. Что же касается континентальных¹ берегов среднекембрийского моря, трудно делать даже хотя бы сколько-нибудь обоснованные предположения. В самом деле, фации карбонатной серии среднего кембрия выдерживаются, сохраняя общий свой облик по всей сибирской платформе и не изменяются даже на ее краях, продолжаясь, по видимому, на во-

¹ Острова и косы несомненно были среди мелкого среднекембрийского моря.



Фиг. 20 а. Геологическая карта района рек Лены и Киренги. Составлена В. П. Масловым, А. Ф. Кальмяковым, П. И. Катушенком, С. Н. Малишным и С. В. Тихомировым в 1940 г.

1 — аллювий; 2 — отложения нижнего палеозоя; 3 — красноцветная толща верхнего кембрия; 4 — известково-доломитовая толща среднего кембрия; 5 — песчаники низнего кембрия; - - - линия падения.

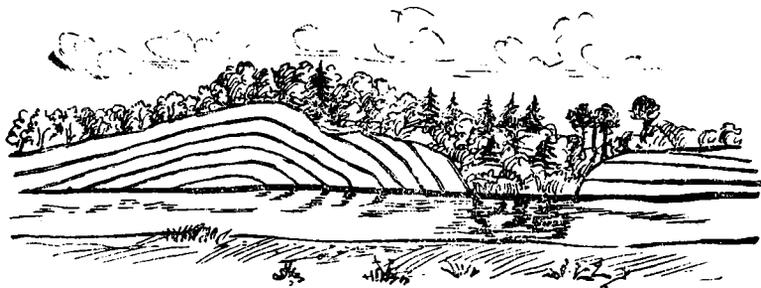


Фиг. 20 б. Разрез А-В. Вертикальный масштаб равен горизонтальному.

сток и может быть на юг в складчатые зоны. В верхнекембрийское время материк был где-то близко, но береговых фаций мы не знаем. Лишь в нижнесилурийское время влияние континента сказывается настолько, что мы с уверенностью можем говорить о берегу континента (а не только об островах, которые были повсеместно) на западе, где-то в районе западнее Тайшета, как это явствует из работы Одинцова и Филипченко (1937). В нашем районе нет таких бесспорных данных о близком материке, хотя береговых фаций в нижнесилурийских отложениях очень много. Весьма вероятно, что в это время на месте нашего района существовало море с целым архипелагом островов, с проливами и течениями между ними, таким же жарким климатом, как и в кембрии, и интенсивной жизнью на дне.

VI. ТЕКТОНИКА

Весь изученный район в отношении его тектоники может быть разделен на три условные зоны, границы между которыми неуловимы, так как переход одних зон в другие совершается постепенно. Эти зоны следующие: 1) сибирская платформа, 2) зона, переходная к складчатой, и 3) собственно складчатая зона (фиг. 20). Последняя занимает место гольцового нагорья и ближайшую часть Ленской плоской возвышенности. Сибирская платформа хорошо выражена в западных участках района близ долины р. Лены между Качугом и Жигалово. Переходная зона тянется полосой вдоль рр. Анги и Киренги. Платформа имеет простую структуру, с горизонтально или почти горизонтально залегающими пластами. Лишь изредка можно встретить мелкие складки внутри свит. Еще реже бывают более крупные антиклинали уже за пределами нашего района. Нарушения у д. Жигалово также являются исключениями; характер их, по литературным данным, неясен, а нами этот участок не был посещен, так что останавливаться на нем не будем. Переходная зона характеризуется пологими синклиналями и антиклиналями, иногда лишь осложненными мелкой складчатостью. Но здесь местами встречаются и более нарушенные участки с крутыми антикли-



Фиг. 21. Антиклиналь в силурийских породах на р. Натая
(Зарисовка А. Ф. Камыкова)

налями и перемятыми пластами. Переход от этой зоны к складчатой постепенный. Несколько более резка граница между платформой и переходной зоной. Ее можно было бы провести условно по рр. Анге, водоразделу между этой рекой и р. Шевыкан, западнее р. Натая и по р. Хан-де. Складчатая зона расширяется к северу, имея общее направление на северо-северо-восток. С переходной зоной связан ряд антиклиналей, погружающихся главным образом к юго-западу, но имеющих неровные

шарниры. Такая антиклинальная зона, начинаясь северо-восточнее р. Ханды, проявляется на р. Натая в виде небольшой антиклинальной складки в нижнем силуре (фиг. 21). Южнее р. Натая эта антиклинальная зона теряется. Следующая на восток антиклинальная полоса начинается от водораздела Улькан — Киренга (у д. Карам); она дает длинную антиклиналь, пересекающую у д. Мурыньи р. Киренгу и погружается на юго-запад.

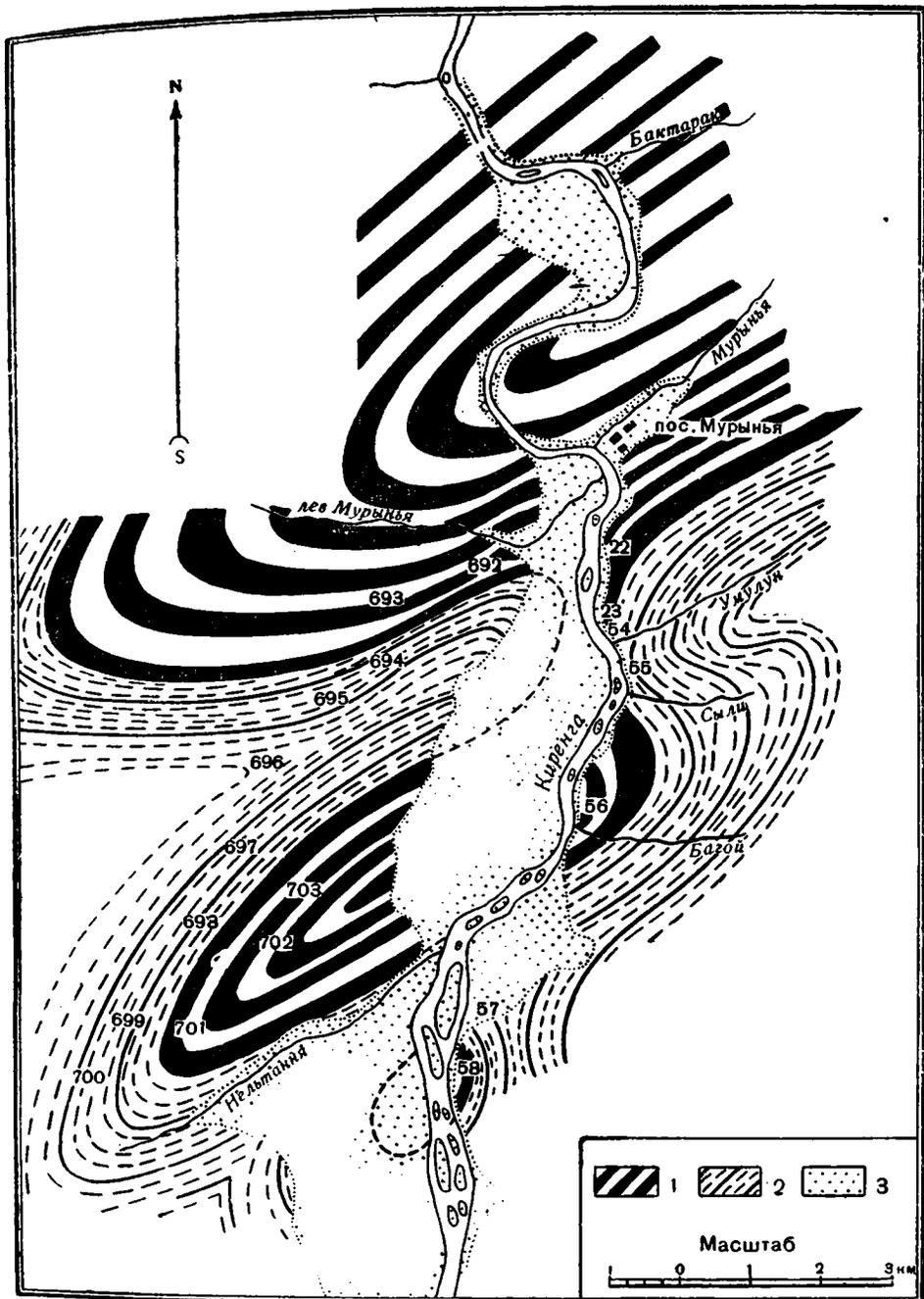
Следующая антиклинальная линия тянется от р. Улькан через верховья Хайлея, погружаясь на р. Киренге и снова вздымаясь в дд. Чиньинга, Тьрка и между рр. Шевыканом и Монтанджан. Далее на юго-запад эта антиклиналь погружается и, повидимому, совершенно затухает (см. геологическую карту).

Далее на юго-восток от линии Б. Анга — устье Чиньинги, располагается широкая полоса смятого в складки среднего кембрия. Это уже собственно складчатая зона, хотя крутизна складок бывает различной. Обширное пространство, занятое выходами среднего кембрия, прерывается лишь в некоторых местах синклиналими с верхнекембрийскими породами в шарнирной части. Обычно же крутые антиклинали и более пологие синклинали улавливаются с трудом в хорошо обнаженных участках, так как расчленение карбонатной свиты среднего кембрия для целей картировки вещь затруднительная.

Узкие синклинали обнаруживаются выходами красноцветного верхнего кембрия севернее р. Чембурчан. Широкая и длинная синклиналь с верхним кембрием тянется вдоль р. Лены от устья р. Чанчур до р. Бирюлька. Остальное пространство, занятое средним кембрием, смято в складки того же простиранья. Близ выходов нижнекембрийских песчаников можно уловить резкие антиклинали с быстро и круто погружающимися и вздымающимися шарнирами. То же касается нижнего кембрия, в котором наблюдается синклиналь со средним кембрием в шарнире. Последний также сильно волнист, и выходы среднего кембрия поэтому дают короткие пятна. Здесь мы находимся уже в области нагорья, тектоника которого в районе развития нижнего кембрия оказалась не так сложна, как того можно было ожидать. Так, характерно, что нижний кембрий тянется непрерывной полосой вдоль нагорья в северо-восточном направлении, лишь местами усложняясь короткими складками.

Из геологической карты (фиг. 20) совершенно отчетливо явствует, что складчатая зона имеет тенденцию к расширению по направлению на север. Это расширение на север или сужение на юг сказывается в погружении шарниров складок и затухании их к юго-западу и вздымании шарниров к северо-востоку. Как увидим ниже, эти изгибания шарниров происходят закономерно и позволяют предугадывать подъем или опускание шарнира там, где мы не имеем сейчас достаточных фактических данных.

Многие складки всех присутствующих свит осложнены мелкими разрывами надвигового типа. Крупных разрывных дислокаций сбросового типа мы не наблюдали. То же надо сказать и про зону Мурыньи — Чиньинга вдоль р. Киренги, где мы специально останавливались и закартировали окрестность Мурыньи (фиг. 22), чтобы выяснить характер и значение сбросов, нарисованных в свое время И. И. Катушенком на основании прежних работ и наблюдений Н. В. Думитрашко. Наиболее крупный разрыв описывался еще Ржонсницким (1918), который предположил «сброс» с амплитудой до 2 км севернее д. Мурыньи у р. Талой. Этот автор построил опрокинутую на северо-запад, почти лежащую складку с подмятыми под северное крыло верхнекембрийскими породами. Под

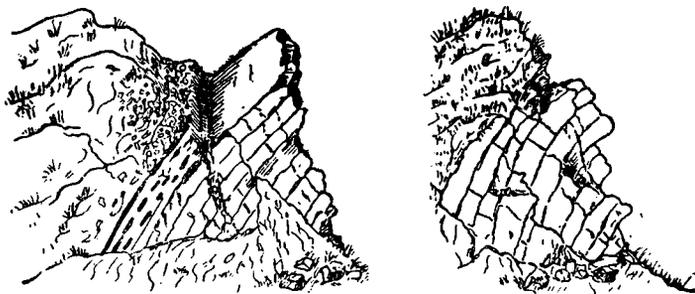


Фиг. 22. Геологическая карта района Мурьни. Составлена В. П. Масловым и С. В. Тихомировым в 1939-40 г. Топографическая основа — маршрутная карта реки Киренги в масштабе 1 : 84 000:

1 — средний кембрий Ст.; 2 — верхний кембрий Ст.; 3 — аллювий; номера обнажений указаны цифрами.

влиянием удвоенной мощности среднего кембрия произошло опускание и образовался сброс. М. М. Тетяев (1916₁) считал, что красноцветные породы являются не верхним, а нижним кембрием и что сброса здесь

нет. Наблюдения Н. В. Думитрашко (1935) и И. И. Кагушенка (1940) привели последнего автора к заключению, что в районе д. Мурынья имеется серия небольших чешуйчатых надвигов, в результате чего средний кембрий неоднократно перекрывает верхнекембрийские отложения. «В районе р. Правой Талой,— говорит И. И. Кагушенка,— на месте сброса Ржонсницкого, наблюдается ядро опрокинутой на северо-запад складки среднего кембрия, возможно, с небольшим надвигом ее на верхний кембрий...» Действительно, «сбросов» и вертикальных перемещений мы не нашли, но и «чешуйчатых надвигов» также не оказалось. Красноцветные породы несомненно являются верхнекембрийскими и нижнесилурийскими, поэтому, если говорить о разрывах, то, конечно, только о надвигах. В самом деле, короткие и довольно крутые антиклинали (фиг. 23а и 23б) в этом участке осложнены мелкими надвигами характера срыва пластов благодаря присутствию мощной толщи гипсов на границе среднего и верхнего кембрия. Может быть тут играют роль и соляные залежи в основании среднего кембрия, но никаких доказательств этого мы не имеем (фиг. 22, 23а и 23б). Исключе-



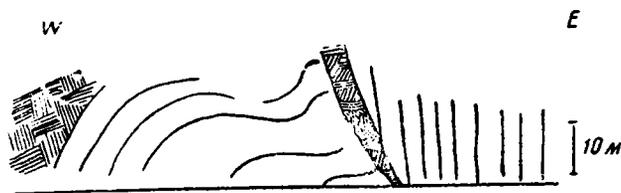
Фиг. 23а и 23б. Зарисовка обнажения № 703 на р. Киренге выше д. Мурынья. Черные желваки кремня залегают пропластком, образующим ступеньку. Выше этого пропластка залегают брекчия, ниже—плитчатые доломиты. С левой стороны северо-запад.

нием служит, повидимому, самая северная антиклиналь, возможно, разорванная и несколько надвинутая на верхний кембрий, как это предполагает и И. И. Кагушенка. Здесь нижнесилурийские отложения сближены с сильно смятыми породами карбонатной свиты среднего кембрия. Так как залегание силура в этом случае горизонтальное и пласты его в одном месте даже образуют небольшую антиклиналь, очень возможно, что антиклиналь среднего кембрия севернее Мурыньи разорвана в северном крыле и надвинута на синклинали, сложенную верхним кембрием и нижним силуром. При этом часть верхнего кембрия надвигом перекрыта. Правда, опрокинутой складки в среднем кембрии мы не видели, но для надвига это существенного значения не имеет. Севернее, на простирании всего предполагаемого надвига в долине р. Улькан нами найдено явное доказательство разрыва, связанного со складчатым процессом (фиг. 24а и б).

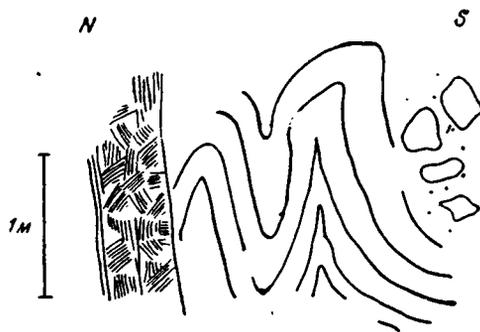
На р. Улькан ниже устья В. Ирели имеется большое обнажение (№ 37), вскрывающее сложный разрез с востока на запад. На восточном краю наблюдаются поставленные на голову среднекембрийские плитчатые, частично мергельные породы (нижние горизонты?) среднего кембрия. Эти породы надвинуты по крутому надвигу на часть антиклинали со срезанным восточным крылом. На западном крыле антиклинали находится брекчия, которой и кончается обнажение (фиг. 24а). Характер смятия у поверхности разрыва, так же как и направление надвига

вого зеркала, говорят о движении с востока или вернее с юго-востока. Если всмотреться в детали этого обнажения (см. фиг. 24б), то видно, что микроскладки доломитов явно прижаты к поверхности надвига с юго-востока.

Характерное северо-восточное простираение складок везде отчетливо выдерживается. Вздыхания и погружения антиклинальных шарниров очень резкие и крутые, притом вздыхания шарниров антиклиналей



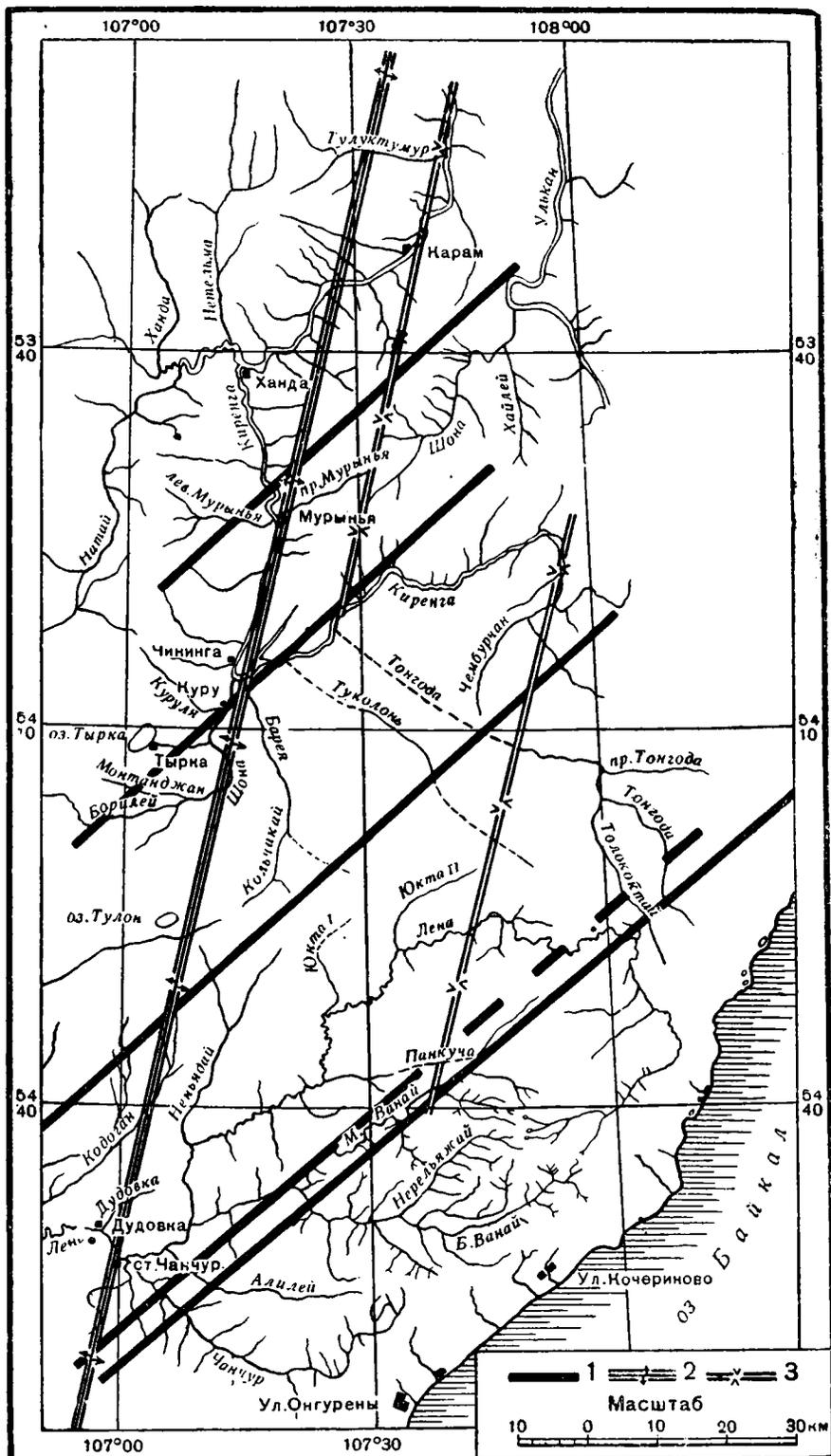
Фиг. 24 а. Схема обнажения на р. Улькан с надвигом внутри среднего кембрия. Штриховка „корзинкой“ — зоны перемятых пород и тектонических брекчий. Остальное — плитчатые известняки.



Фиг. 24 б. Зарисовка детали обнажения на р. Улькан близ контакта надвига с антиклинальной частью в середине фигуры 24 а.

приурочиваются к определенной линии, которая проходит на нашей схематической карте (см. тектоническую схему, фиг. 25) почти по течению р. Киренги в направлении северо-северо-восток, близко к меридиану. К этой линии приурочивается также вздыхание шарнира узкой синклинали у д. Мурыньи, разделяющей две главных антиклиналей. В результате этого подъема шарнира пятна среднего кембрия в двух соседних антиклиналях соединены перемышкой из пород среднего кембрия. Если проследить с севера на юг зону антиклиналей у Мурыньи, то сталкиваемся в низовьях р. Чанчура с выдвинутыми далеко на запад породами нижнего кембрия, образующими здесь короткую и крутую антиклиналь такого же характера, как и на р. Киренге у Мурыньи. Можно высказать предположение, что и эта структура обусловлена наложением элементов повторной складчатости другого направления. Та же линия, продолженная на север, попадает на антиклиналь в верховьях Тулуктумур на границе изучавшегося района.

Линиям повышения или вздыхания шарниров складок сопутствуют линии погружения шарниров. Такие участки можно проследить: 1) от д. Карам через верховья р. Шоны, 2) от синклиналей севернее устья



Фиг. 25. Тектоническая схема перехода складчатой зоны в платформу района рек Лены и Киренги:

1 — линии главных антиклиналей; 2 — линии вздымания шарниров складок; 3 — линии погружения шарниров складок.

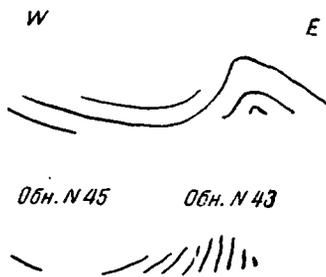
р. Чембурчан на вершину р. Юкты II и р. Лены. По такой же параллельной линии погружаются шарниры антиклиналей и выполаживаются пласты, переходя в горизонтальное залегание западнее р. Натая.

Таким образом, мы можем рассматривать эти направления — линии подъема и линии погружения всех шарниров как особые антиклинали



Фиг. 26. Зарисовка обнажения № 45 на р. Киренге—
выходы среднего кембрия в шарнире синклинали
(Рис. с натуры В. И. Маслова).

и синклинали, пересекающие ранее смятые породы. При взгляде на общее направление гольцового нагорья бросается в глаза, что именно на широте д. Мурыньи граница нижнего кембрия и кристаллических



Фиг. 27. Обнажения № 43—45.
Нижний рисунок — схематическое изображение фактического материала; верхний рисунок изображает схему складки.



Фиг. 28. Деталь обнажения на р. Улькане: микроскладчатость в карбонатных породах среднего кембрия.

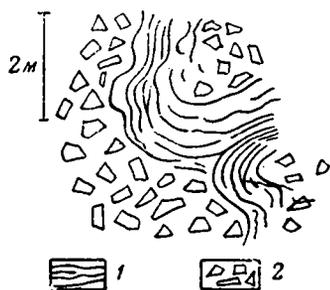
пород сворачивает на север и сохраняет направление, близкое к меридиональному. Иными словами, выход на поверхность глубокой зоны складчатости связывается с иным направлением складчатости, чем общая каледонская складчатость района. Следовательно, возраст последней складчатости или, вернее, отголосков ее, выдвинувших глубоко залегающие породы на поверхность, более молодой, чем каледонский.

Кроме таких крупных структур, внутри смятой мощной серии среднего кембрия наблюдаются мелкие складки и нарушения. Так, на р. Ки-

;

ренге на севере нашего района в двух больших обнажениях (№ 43 и 45) отчетливо видна целая складка с пологой синклиналью и более крутой антиклиналью (см. фиг. 26—27). У последней западное крыло круче восточного (см. фиг. 27), и в обнажении № 43 наблюдается тенденция к опрокидыванию — пласты уже поставлены на голову. Оба обнажения сложены серыми плитчатыми доломитами. Выше по р. Киренге в шарнире синклинали появляется верхний кембрий.

О внутрипластовых движениях особенно резко говорит смятие в гипсах обнажения № 23 на р. Киренге. Все породы, и в том числе гипсовые (последние мощностью до 30 м), падают на восток. Гипсы, кроме мелкой микроскладчатости (фиг. 29), обнаруживают более крупные нару.



Фиг. 29. Деталь обнажения на р. Киренге, выше д. Мурыньи: тектоническая зона смятия: 1 — слоистый доломит; 2 — брекчия.



Фиг. 30. Микроскладчатость и перемятие в гипсах обнажения возле д. Мурыньи на р. Киренге.

шения с перемятием пластов и сложные разодранные на клочки складки (фиг. 30). Пластичный и текучий гипс, давший мелкую гофрировку, в данном случае оказался недостаточно вязким, был смят и закручен в складки и разорван на клочки. Повидимому, дислокация происходила в относительно короткий срок, почему гипс реагировал не как пластичное и текучее, а как более твердое тело.

Надвиги у д. Мурыньи и надвиг Мурыньи — Улькан являются, на наш взгляд, выражением той складчатости, которая смяла породы. Образование разрывов было синхроничным со складкообразованием. Совпадение простирания линии надвига и шарниров складок, надвигание антиклинали на синклиналь, исчезновение разрыва вместе с выполаживанием складок, — подтверждают это положение. Как предположение можно высказать соображение о том, что амплитуда надвига Мурыньи — Улькан увеличивается на северо-восток, что естественно при движении в сторону более интенсивной складчатой зоны и большем сокращении земной коры на востоке.

Некоторые авторы говорят о большей дислоцированности среднего кембрия, чем верхнего кембрия и нижнего силура. Это впечатление действительно создается, если судить по пологим синклиналям и крутым антиклиналям, которые можно наблюдать на платформе или на ее краях. Обычно в антиклиналях, среди пологолежащих осадков верхнего кембрия, выходит карбонатная серия среднего кембрия. Так как контакты между отделами кембрия обычно размыты, наблюдателю видна крутая часть крыла антиклинали, сложенная средним кембрием, и более пологая часть крыла при приближении к синклинальному шарниру, сложенная верхним кембрием. Но если вся складка находится в верхнем кембрии и антиклиналь слагается не только средним кембрием, но и верхним, картина сразу меняется. Последний случай можно наблю-

дать в складчатой зоне на р. Киренге, где Ржонсницким (1918) наблюдалось падение верхнекембрийских песчаников под углом 75° значительно выше обнажения в районе Мурыньи. Между прочим, падение этих пород на северо-восток согласуется с падением в следующем обнажении среднекембрийских пород, которые, повидимому, образуют короткую куполообразную (?) антиклиналь с крутоопускающимся шарниром. Ржонсницкий, а также и позднейшие авторы (Думитрашко, Кагушенок) стали проводить разрывы у опрокинутых складок, не учитывая изменения падения с северо-западного на северо-восточное.

Ржонсницкий (1918), проехав по нашему району, охарактеризовал складчатость как интенсивную и опрокинутую на северо-запад. Почти все наблюдавшиеся складки он считает опрокинутыми. Действительно, интенсивность дислокации значительна в районе, переходном к складчатой зоне, и в самой складчатой зоне. Но таких выводов, какие делает Ржонсницкий, делать нельзя. Последний наблюдал, конечно, не целые складки, а их крылья. Случайно эти крылья были с наклоном на юго-восток, перерывы между ними заполнялись теми же падениями, и получалась опрокинутая складчатость. Так же построен был и сброс Ржонсницкого с амплитудой в 2 км. При этом пропуск в обнажениях между «опущенным» и «поднятым» крылом равен 1 км, что сводит на-нет все построения этого автора.

Переходя теперь к возрасту складчатости, необходимо сказать, что в ней участвуют все породы, до нижнего силура включительно. Нижний силур, обычно залегающий в пологих складках, на р. Натае ниже устья Чавиды образует довольно кругую антиклинальную складку с падением юго-восточного крыла до 35° . Ниже по р. Натаю верхнекембрийские породы также местами образуют складки с углами падения до 30° . Если принять во внимание, что в данном месте находится широкая синклинали, переходящая в собственно платформу с горизонтально залегающим верхним кембрием и нижним силуром, приходится констатировать такую же сильную дислоцированность нижнего силура, как и кембрия. Таким образом, возраст складчатости и связанных с нею небольших надвигов определяется как посленижнесилурийский, т. е. каледонский. Такой возраст складчатости в Западном Прибайкалье был установлен еще М. М. Тетяевым и с тех пор никем документально не опровергнут.

Остановимся еще раз на погружениях и вздыманиях шарниров складок, которые (вздымания и погружения), как мы видели выше, распределяются закономерно. Линия вздымания складок, проходящая через р. Киренгу, Мурыньские складки и т. д., так же как и линии погружения (см. тектоническую схему, фиг. 25), параллельны границе кристаллических пород и близки к общему протяжению северной части оз. Байкал. В нашем районе лишь частично прослежены линии погружения и вздымания шарниров складок, но все же в них можно видеть отголосок какой-то пологой северо-северо-восточной складчатости (?). Параллелизм наших линий с границами кристаллических пород говорит в пользу того, что эта складчатость связана с подъемом глубокой зоны каледонской складчатости на поверхность. Параллелизм этих же линий с депрессией северной части оз. Байкал может быть также не случайным. Таким образом, напрашивается вывод, что линии погружения и вздымания шарниров складок, вздутие нагорья и депрессия Байкала являются молодыми движениями (кайнозойского (?) времени), создавшими современный рельеф. Если это так, то придется пересмотреть взгляд на «впадину» Байкала как на грабенообразную или рифтовую. Действительно, если начертить в натуральном масштабе нагорье и озеро Байкал (для

последнего это делал М. М. Тетяев, 1916), то прогиб последнего и вздутие первого окажутся не такими грандиозными, как об этом принято говорить. Поэтому возможно, что озеро Байкал есть не что иное, как опускающаяся в четвертичное время пологая синклиналь, лишь в некоторых местах осложненная сбросами неизвестной амплитуды. Во всяком случае такая гипотеза, хотя и мало обоснованная, может конкурировать с не более обоснованной «теорией» рифтового происхождения оз. Байкал.

Заканчивая краткую характеристику тектоники изученного района, укажем на некоторые оригинальные структурные черты. Во-первых, заметим, что все отложения нижнего палеозоя, начиная со среднего кембрия и с большой долей вероятия для нижнего кембрия, являются эпиконтинентальными и платформенными образованиями. Характеристика их приводилась неоднократно ранее в литературе и не требует повторения.

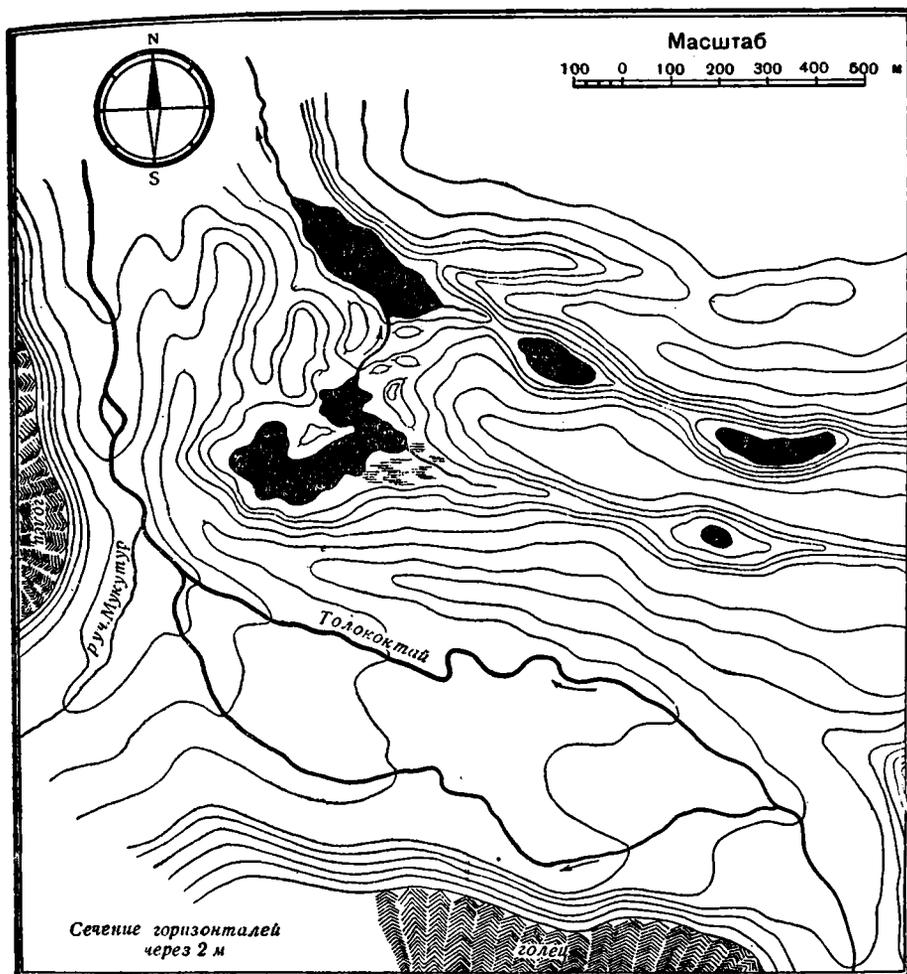
Как уже указывалось выше, восточная часть нашего района относится к настоящей складчатой зоне. Складки и другие дислокации, развитые здесь, образованы в таких же эпиконтинентальных отложениях, какие на западе лежат горизонтально. Более того, в нашем районе совершенно не чувствуется восточной границы верхне- и среднекембрийского бассейна, так же как и нижнесилурийского. Между тем, при одном взгляде на карту становится ясным, что складчатость, здесь развитая, хотя и затухает к западу, достаточно интенсивна. Из этого вытекает, что, во-первых, складчатость, возникая и развиваясь в геосинклинальной зоне (всегда ли так?) переходит на платформу, захватывая ее краевые части (всегда ли краевые?) и, во-вторых, складчатую зону нельзя приравнивать к геосинклинальной зоне; первая является более широким структурным понятием, вторая — тектонолитологическим термином.

ВИ. СЛЕДЫ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Остатки четвертичного оледенения встречены нами только в верховьях рр. Толококтая и Тонгоды. При выходе из степной долины р. Мукутур в долину р. Толококтая нам начали попадаться мощные валуны, занесенные из нагорья (порфиры, кварциты и т. д.). Когда же мы зашли в долину Толококтая в месте выхода этого ручья из гольцевой зоны, нам пришлось пересечь площадь, занятую моренными отложениями и озерами между моренными валами. В результате нескольких дней работы мы выяснили, что главная масса льда и приносимого им материала выходила из долины р. Тонгоды, а не Толококтая. Конечные морены в долине последнего, повидимому, являются отложениями ледника Тонгоды, который расходился широкой дугой, раздвигаясь широко влево и вправо (фиг. 31, 32).

Начало ледника находилось в каровых вершинах верховий Тонгоды, расположенных широким амфитеатром и являющихся первыми крупными гольцами альпийского типа. Более южные гольцовые сопки верховьев Толококтая (которые имеют значительно меньший водосборный бассейн) и Лены не имеют таких острых цирковидных и высоких вершин, как Тонгодские гольцы. При взгляде на последние с юго-запада видны зубчатые пики, образующие несколько цирков с крутыми стенками (фиг. 33). Эти цирки имеют сток в долины, профиль которых явно трогового характера. На некоторых склонах, в особенности в местах поворота ледника, отчетливо выступает террасовидная врезанность — уступы с чередованием более пологого (почти горизонтального) и более крутого склона. Подобных уступов-ступеней нами насчитано четыре,

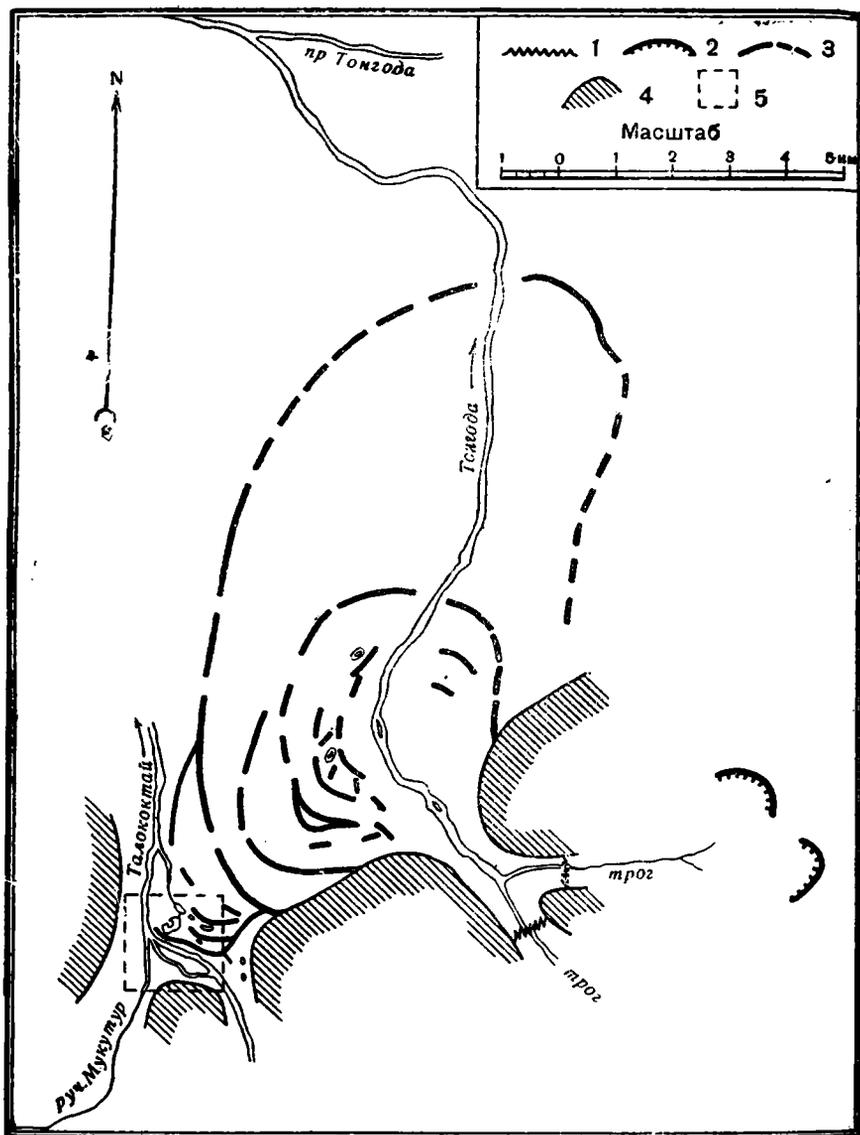
таким образом, трогги имеют четырехкратную врезанность. Врезанность наблюдалась и у выхода Тонгоды из гольцов, где в русле троговых долин заметны ступени — ригели (в нижних их частях; в верхних нам побывать не удалось).



Фиг. 31. План группы моренных озер у р. Толококтая (глазомерная съемка). Составил С. В. Тихомиров. Сечение горизонталей через 2 м.

Моренная зона или концевой бассейн ледника Тонгоды характеризуется несколькими крупными валами. Первая, самая большая и наименее резко выраженная зона валов протягивается от Толококтая по холмам, сейчас частично водораздельным между Тонгодой и Толокок-таем, полосой к северо-западу, где, пересекая р. Тонгоду, эта зона возвращается к гольцовому нагорью уже по правому берегу долины Тонгоды (фиг. 31, 32, 34). Особенно интересен участок этой моренной зоны в долине Толококтая, где целая серия валов и озер создает особый характерный ландшафт с массой нагроможденных валунов между озерами и конечными моренами, оттеснившими самую речку Толококтай к югу (фиг. 31). Узкие и крутые валы направлены здесь дугообразно вдоль долины и поперек ее.

Вторая моренная гряда, менее мощная и более низкая, не достигает Толококтая и довольно близко проходит от долины р. Тонгоды, которую пересекает значительно выше по течению, чем первая моренная зона. Внутри этой второй зоны, в долине Тонгоды, также целый участок озо-вых и моренных отложений создал такой же ландшафт, как и в долине Толококтая, с озерами, холмами и валами, расположенными поперек и



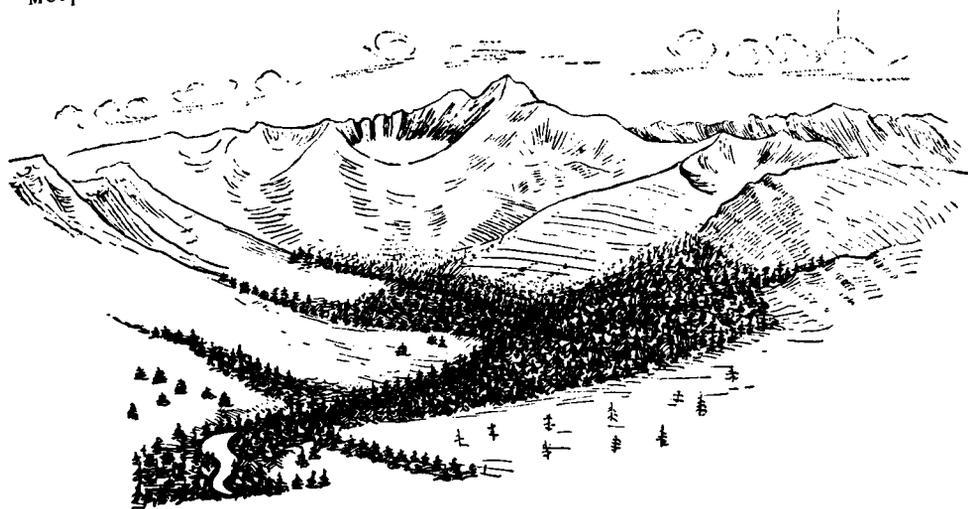
Фиг. 32. Концевой бассейн ледника Тонгода (схема):

- 1 — ригель; 2 — кар; 3 — морена; 4 — коренной гольцовый массив; 5 — участок, снятый в масштабе 1:100 000, изображенный на фиг. 31

вдоль долины (фиг. 34). Характерно, что в рельефе весь концевой бассейн выражен как депрессия, раскрывающаяся амфитеатром от места выхода Тонгоды из гольцов.

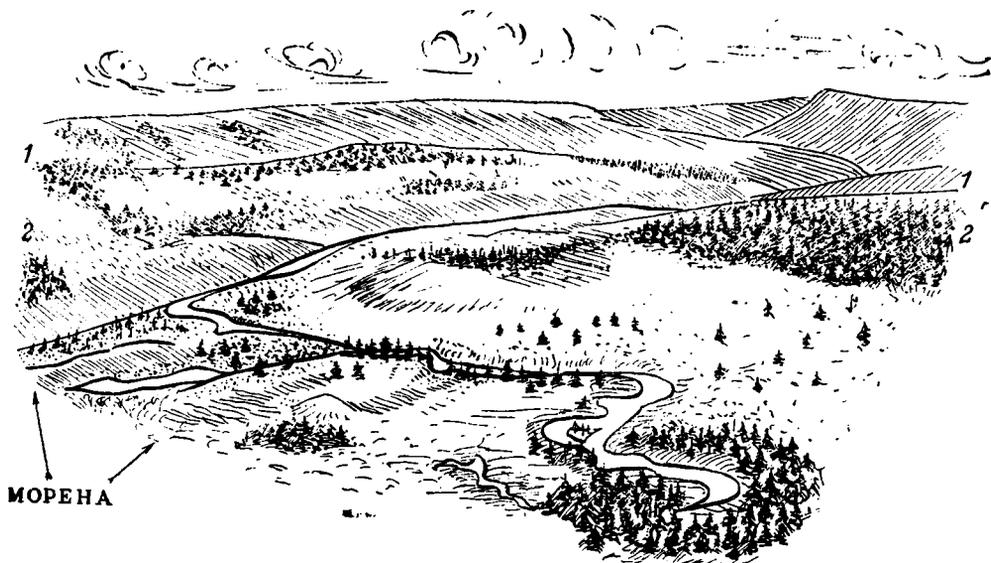
Из рассмотрения всех фактов, установленных в верховьях Тонгоды и Толококтая, вытекает, что четвертичное оледенение здесь было не-

однократным, как это указывалось мной уже и раньше (Маслов, 1939). Неоднократность сказывается во врезанных трогах и нескольких, не менее двух, моренных зонах, отличающихся своими масштабами и гипсометрическими отметками. Правда, моренное пространство, занятое на



Фиг. 33. Каровый ландшафт верхний р. Тонгоды. Зарисовка с натуры В. П. Маслова с гольца при выходе р. Тонгоды из нагорья (Вид на восток).

р. Толококтай, может быть более древним, чем первая морена, но может и являться результатом отступления ледника, в то время как конечная морена первого оледенения была размыта в долине Толококтая.



Фиг. 34. Моренный ландшафт р. Тонгоды. Зарисовка с натуры В. П. Маслова с гольца при выходе р. Тонгоды из нагорья (Вид на северо-запад).

Если принять во внимание, что следов древнего оледенения в верховьях рр. М. Анай, Панкучи, Баденжекит нами не встречено, то приходится ледники Тонгоды признать за самые южные в Байкальском на-

горь, если не говорить о следах оледенения в верховьях р. Лены, указанных И. И. Катусенком. Далее на север альпийское оледенение в четвертичном периоде было широко распространено и описывалось Е. В. Павловским для верховий Улькана и Киренги и мною для Кунермы и Окунайки. Характер моренных отложений для долины Тонгоды совершенно такой же, как и для Окунайки. Главную роль в валунах играют порфиры, повидомому наиболее стойкая порода, и относительно малое значение имеют глинистые линзы в моренах. Разница заключается в мощности ледника и отложений его, так как и высота гор, и размеры ледосборного бассейна Тонгоды значительно меньше, чем у более северных притоков р. Киренги. Соответственно этому концевой амфитеатр значительно меньше и менее разработан, чем классические концевые бассейны Окунайки и Савкиной, описанные мною (1939).

Южнее, в верховьях р. Лены, И. И. Катусенком (1939) указываются, хотя и не описываются, следы древнего оледенения. Повидомому, здесь находились отдельные небольшие ледники, спускавшиеся главным образом к оз. Байкал. Далее к югу, в связи с общим понижением Байкальского хребта, оледенение исчезает совсем.

Новых данных относительно возраста оледенения у нас не имеется, поэтому мы отсылаем читателя к имеющейся литературе. Нашими данными подтверждается многофазность оледенения как несколькими (не менее двух) моренами, так и врезанными трогами (до четырех). Для решения возникающих в связи с этим вопросов необходимо поставить специальные исследования.

Переходя к истории формирования современного рельефа, необходимо вспомнить, что с силура до наших дней наш район переживал континентальный режим. Юрских пресноводных отложений, развитых на юге, в пределах нашего района не встречено. Если на юге, в Приангарье, угленосные и грубообломочные осадки отлагались в каких-то котловинах, то в нашем районе в это время была область сноса и интенсивной эрозии. За время от силура до юры смятые в складки породы древнего палеозоя, повидомому, были пенепленизированы, и в юрское время, если и существовали горные хребты, то где-то на юго-востоке и в Забайкалье. В нашем районе никаких осадков не отлагалось, за исключением, может быть, речных в относительно узких древних долинах на высоком современном уровне. Доказательств последнего предположения у нас нет никаких, но возможность нахождения таких отложений не исключена. С юры до третичного времени пенепленизация продолжалась. Останцами от юрских водоразделов являются резкие столовые горы, вроде хребта Воруя в нашем районе и Сурынды с Тупицей в Казачинском районе. К этому времени (мел?) надо относить и выработку главных древних долин. Направление их с севера на юг распространялось в нашем районе и на те места, где сейчас крупные реки текут с востока на запад, а также и на область современного нагорья. Направление стока, возможно, было на юг. Как описывал для южных районов Е. В. Павловский (1936), некоторые древние долины секут Прибайкальские горы и не считаются с очертанием береговой линии оз. Байкал. На нашем материале мы проверить этого не могли.

В третичное или раннечетвертичное время произошло: 1) вздымание нагорной Прибайкальской зоны и одновременно 2) изменение общего наклона поверхности, а в связи с этим и 3) перестройка речной сети. Реки, первоначально взявшие меридиональное направление по древним долинам, внезапно меняют течение на западное согласно уклону, идущему от Прибайкальского хребта. Происходит не только усиленная эрозия и расчленение поднятого пенеплена у Байкала, но и врезание

долин в Приленскую плоскую возвышенность. Происходит общее омоложение рельефа, при котором древние долины становятся висячими и по величине не отвечают тем ничтожным ручьям и речкам, которые по ним протекают. К этому, несколько более позднему времени, нужно относить и оледенение. Ледники во время таяния в межледниковые эпохи давали такие мощные реки, что эрозия долин и аккумуляция обломочного материала привели к созданию новых широких долин рр. Лены, Киренги и Улькана. Дальнейшие понижения базиса эрозии давали террасы с мощными аллювиальными отложениями, описанными выше.

Количество периодов вековых колебаний и детали истории четвертичного периода ждут еще своего исследователя, ибо все наблюдения наши и предыдущих геологов и геоморфологов слишком беглы и далеко не достаточны. В частности, слишком поверхностной является, на наш взгляд, методика замеров бровок террас. При современном способе неизвестным остается уровень дна прежней долины, т. е. цоколь террас. Кроме того, за бровку легко может быть принята так называемая структурная терраса, т. е., по существу, цоколь другого уровня.

Иными словами, если бровка одной аккумулятивной террасы имеет относительную высоту x , а бровка другой структурной террасы ту же высоту x , это не значит, что мы имеем дело с одной и той же террасой и одним и тем же уровнем размыва. Между тем, при отсутствии обнажения, зачастую мы не можем сказать, имеем ли мы дело с аккумулятивной или со структурной террасой, не говоря о том, что бровка аккумулятивной террасы часто меняет свою высоту под влиянием современной эрозии, в то время как цоколь является величиной относительно более постоянной. Поэтому в дальнейшем должна быть применена более точная методика геоморфологического исследования, чем та, которую применяли прежние исследователи, чтобы на ее основе более уверенно делать обобщения.

В заключение истории развития рельефа остановимся на объяснениях некоторых случаев распределения гидрографической сети. Большую роль в направлении речных долин играют простирания складок. В самом деле, много речных долин направлено или в юго-западном или в северо-восточном направлении, но некоторые относительно молодые долины идут, не считаясь с простиранием складчатости и с крепостью пород. Между тем, разница в твердости и легкости разрушения между карбонатной толщей среднего кембрия и глинами, песчаниками и мергелями верхнего кембрия большая. Это подтверждается как характером долин и склонов, так и стремлением некоторых рек течь по верхнему кембрию. Среди таких исключений из общего правила характерным примером является р. Киренга в ее течении от д. Чинанга до д. Усть-Ханда, где долина этой реки пересекает ряд антиклиналей и идет почти точно по линии вздымания шарниров складок.

Такая приуроченность реки к данной линии может быть не случайной, а объясняться большим развитием трещиноватости в антиклинальных складках. В самом деле, если после каледонской складчатости произошло вздымание всех шарниров, т. е. образовалась пологая (а иногда и довольно резкая) антиклиналь с северным простиранием, то естественно ожидать, что вместе с появлением в антиклиналях пород среднего кембрия произойдет сильное раздробление и «ломка» пластов при интерференции нового направления складчатости со старым каледонским. Естественно, что линия, обусловленная этим новым движением, и породы, раздробленные или, вернее, растрескавшиеся под влиянием

этого процесса, представят наименьшее препятствие для промыва, образования карста и разработки долины. Это и произошло на участке р. Киренги от д. Чинанга до д. Усть-Ханда.

VIII. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ¹

Заснятый район не богат полезными ископаемыми. Имеются лишь признаки распространения некоторых металлов, и присутствуют месторождения неметаллических ископаемых.

З о л о т о. Россыпное золото известно в нагорной части. В верховьях р. Лены имеется ключ Золотокан, где ранее хищники мыли золото. Сейчас старательские артели добывают золото в верховьях р. Б. Аная. Золото здесь заключено, по данным И. И. Катушенка, в песчано-галечном аллювии древней долины и в руслах ручьев притоков Б. Аная.

Золотые россыпные месторождения расположены в области распространения слабо метаморфизованных пород кочергатской, улунтуйской и голоуспенской свит. О количественной стороне и присутствии коренных месторождений золота у нас сведений не имеется. Но старательские работы на Б. Анге ведутся в течение уже нескольких лет.

По данным И. И. Катушенка, судя по связи золотых самородков с кварцем, можно предположить, что золото в коренных месторождениях заключалось в кварцевых жилах. Наличие кварцевых жил констатировано в верховьях Чанчура в породах верхнего протерозоя, здесь же известны другие золотые прииски (прииски Немендей и Курга, южнее нашего района исследований). Возможен также принос золотоносного аллювия из внутренних частей нагорья, так как древние долины секут последние и обрываются береговым склоном оз. Байкал.

Имеются еще данные о присутствии знаков золога в древнем аллювии долины р. Ханды (Золотой Ключ). Здесь древние речные наносы высоких террас состоят, главным образом, из кристаллических пород нагорья (кварцит и разноцветный кварц, а также редкие гальки магматических пород).

С в и н е ц. Месторождение свинцового блеска известно в улунтуйских известняках вблизи золотого прииска в верховьях р. Б. Аная. По данным И. И. Катушенка, вкрапления свинцового блеска достигают размеров 10×10 см. Мелкие обломки галенита в большом количестве встречаются в золотых россыпях и выбрасываются в хвосты старателями при промывке золота. По мнению И. И. Катушенка, отчетливо намечается приуроченность галенита к улунтуйской карбонатной свите, и возможна промышленная перспективность месторождения на Б. Анае.

Кроме того, свинцовый блеск встречен в оолитовых известняках нижнего силура на р. Чавида, притоке р. Натая. Здесь обнаружены галенит и церуссит в виде вкрапленности между оолитовыми зернами. Церуссит образует тонкие оторочки вокруг галенита и, повидимому, является вторичным относительно последнего (табл. XVI).

Происхождение свинцового блеска в известняках нижнего силура неясно. Возможно, что оно связано с приносом свинцового блеска в виде включений в галечках пород и кластическом материале в нижнесилурийское время с гор Байкальского хребта. В следующий этап свинцовый блеск выщелачивался и отложился в пустотах между оолитами.

М е д ь. Примазки и побежалости малахита наблюдаются повсеместно в песчаниках и известняках нижнего силура. Достаточно мощных пластов мы не встречали, и большинство находок интересно только с минералогической точки зрения, не представляя промышленной ценно-

¹ Написано совместно с И. И. Катушенком.

сти. Но в дальнейшем, при более детальном работах, меденосность нижнего силура должна каждый раз проверяться, так как не исключена возможность нахождения обогащенных медных участков. Повидимому, такие обогащенные зоны разрабатывались на р. Лене в прежнее время. В 1932 г. специальная экспертиза И. С. Яговкина ленских месторождений меденосных песчаников пришла к отрицательному заключению ввиду убогости и нерентабельности руд. Небольшие участки на р. Лене, обогащенные медью, повышают содержание этого металла до 4,5%, но за небольшой мощностью и малой протяженностью пропластков пока промышленного применения эти месторождения не получили.

Соль. Поваренная соль, залегающая в Иркутском районе в нижних горизонтах среднего кембрия, неизвестна в нашем районе, где отсутствуют буровые скважины. Но, судя по соленым источникам у д. Ключи, несколько севернее нашей съемки, возможность присутствия пластов оспаривать довольно трудно, хотя Шарапов (1938) и исключает наш участок из области солепроявления.

Гипс. Известны две точки выходов мощных пластов гипса. Одна из них находится южнее Юкты II и описана И. И. Катушенком, вторая — немного южнее д. Мурины, она была посещена нами. Гипсы, выходящие здесь на поверхность, довольно рыхлы и частично загрязнены доломитовыми зернами и включениями.

Минеральные источники. Нами встречено два сероводородных источника. Один из них, чрезвычайно мощный, образует настоящую небольшую сероводородную речку, впадающую в р. Тонгоду слева. Белые выцветы по берегам, сильный запах, осязаемый на порядочном расстоянии, низкая температура воды, характерные для некоторых источников среднего кембрия, сохраняются здесь на значительном расстоянии по течению сероводородной речки. Дебит ее значителен, по приблизительному подсчету он близок к 250—280 л/сек. Такой же сероводородный источник, с меньшим дебитом, имеется у с. Кодогон на р. Лене. Выход его наблюдается из-под утеса, сложенного среднекембрийскими карбонатными породами. Интересно отметить, что в д. Кодогон в колодцах вода часто является сероводородной, непригодной для бытового пользования.

Газоносность. Обнаруженные выходы газов связаны с источниками. Такие выходы наблюдались нами близ устья р. Илгамакит Левый и на озерах по р. Толококтяю. Все месторождения относятся к предгорной зоне в районе распространения среднего кембрия. Газы не пахучие и не горят от лучины. Пробы для анализа собрать не удалось. Выходят газы в источниках в виде пузырей, выделяющихся эпизодически, через неравномерные промежутки времени. Происхождение газа, повидимому, связано с растворением воздуха в нижних холодных зонах источника и выделением газа при приближении воды к поверхности благодаря уменьшению давления и повышению температуры. Таким образом, мы склонны относить эти газы к газам воздушного происхождения. Весьма вероятно также, что главным компонентом в газах является азот (Белоусов, 1937).

Вопрос о нефтеносности. Никаких нефтепроявлений при наших беглых маршрутных исследованиях не обнаружено. «Битуминозные» породы в среднем кембрии нами встречались неоднократно, но попытки получить вытяжки с помощью бензола не увенчались успехом. В структурном отношении район р. Натая имеет ряд антиклиналей с закрытым средним (и даже верхним) кембрием, причем покрывающие песчаники и известняки нижнего силура несут микроскопические примазки «битума» (?). Несомненно, при поисках нефти следует обратить

внимание на мелкие антиклинальные структуры р. Натая и Киренги. На востоке и на западе перспектив нефтеносности мало, так как на востоке в зоне складчатости возможные нефтеносные пласты слишком близки к поверхности и могли потерять свою нефть, если она в них заключалась, а на западе нашей съемкой не уловлены структуры, которые могли бы обнадеживать в отношении скопления нефти.

Краски. В качестве красок в некоторых деревнях, по данным И. И. Катушенка, употребляют мергели и аргиллиты верхнего кембрия. Плитчатые пелитоморфные породы распускают в воде и получают красную и желтую краску. (д. Бирюлька, правый борт р. Лены, нижний горизонт — красная краска; д. Бирюлька в аллювиально-делювиальных отложениях террасы — желтая глина). Повидимому, к более молодым отложениям (*J*?) относятся белые мелоподобные породы долины р. Бирюльки в 6 км выше устья на правом берегу (водораздельный мыс р. Бирюльки с р. Залог) вблизи д. Залог. Местами эти породы разлагаются в белую глину, которой местные жители пользуются для побелки печей и стен.

ЛИТЕРАТУРА

- Бархатова М. П. Геоморфологический очерк Лено-Байкальского водораздела. Тр. Инст. физ. геогр. АН СССР, 1936, вып. 23.
- Белоусов В. В. Очерк по геохимии природных газов. 1937.
- Герасимов А. П. Геологические исследования в Ленском горном округе в 1902 г. Геол. иссл. золотоносн. обл. Сиб., 1905, вып. 3.
- Думитрашко Н. В. Геологический и геоморфологический очерк бассейна верхнего течения рек Лены и Киренги. Геол. инст. Акад. Наук, 1935. (Рукопись.)
- Катушенов И. И. Кембрий Лено-Байкальского водораздела. Очерки по геологии Сибири, вып. 8. 1940.
- Коровин М. К. Новые находки кембрийской фауны в Иркутском угленосном бассейне. Вестн. Геол. ком., 1927, № 7.
- Коровин М. К. К стратиграфии древнего палеозоя Иркутского амфитеатра. Вестн. Геол. ком., 1928, 3, № 1.
- Коровин М. К. О возрасте основания пород под угленосными формациями Иркутского бассейна. Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1929, 3, вып. 5.
- Крашенинников Г. Ф. Геология Ангаро-Илимского железорудного района. Тр. Вост.-Сиб. геол. тр., 1935, вып. 12.
- Лермонтова Е. В. О находке представителя Кембрийского рода *Olenellus* в Иркутской губ. Изв. Геол. Ком., 1925, 14, № 8.
- Маслов В. П. К геологии Ангаро-Илимского района. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. общ., 1932, 1.
- Маслов В. П. К вопросу о стратиграфии кембро-силура в Восточной Сибири. Пробл. Сов. геол., 1934, № 5, 133.
- Маслов В. П. Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири. Пробл. палеонт., 1937, 2—3.
- Маслов В. П. Следы древнего оледенения Северо-Байкальского нагорья. Сб. посвящ. В. А. Обручеву. Изд. Акад. Наук, 1939.
- Маслов В. П. Геолого-литологический очерк среднего кембрия Приангарья. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1940, вып. 15.
- Маслов В. П. и Епифанов П. Геология Балагинской степи. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. общ., 1931, 1, вып. 43.
- Обручев В. А. Древнепалеозойские осадочные породы долины р. Лены между ст. Качугской и Витимской. Зап. Вост.-Сиб. отд. Рус. геогр. обл., 1892, вып. 1.
- Обручев В. А. Оледенение Северной Азии. Природа, 1930, № 5.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Изд. Акад. Наук, 1931, 1933—1934.
- Обручев В. А. Прибайкалье и Ленский район. Тр. Сов. произв. сил Акад. Наук, 1932.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1. 1935.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 2. 1936.
- Одинцов М. М. и Филиппченко В. В. Геологическое строение Тайшет-Братского района Восточной Сибири. Мат. по геол. Сиб., 1937, вып. 16.
- Павловский Е. В. 1. О геологическом строении окрестностей с. Жигалово на верхней Лене. Геол. вестн., 1929, 7, № 1—3.
- Павловский Е. В. 2. К геоморфологии долины верхнего течения р. Лены и нижнего течения р. Витима. Геол. вестн., 1929, 7, № 1—3.
- Павловский Е. В. О послетретичной истории Сев.-Байкальского нагорья и прилегающих частей Приленской плоской возвышенности. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1930, вып. 3—4.
- Павловский Е. В. Четвертичное оледенение Прибайкалья. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1935 13 (2).

- Павловский Е. В. Новые данные по стратиграфии кембрия Прибайкалья. Доклады Акад. Наук, 1937, 14, № 6.
- Павловский Е. В. 1. Западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк Бугульдейско-Амгинского района. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1938, 8.
- Павловский Е. В. 2. Краткий очерк геологической истории Западного Прибайкалья. Сб. посвящ. акад. В. А. Обручеву к 50-летию научн. деят., т. 1, 1938.
- Павловский Е. В. и Цветков А. И. Северо-западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк района Елохинна мыса. Тр. Сов. произв. сил Акад. Наук, сер. Сиб., 1936, вып. 22.
- Половников В. П. Рекогносцировочные изыскания ж.-д. пути Иркутск-Бодайбо в 1907—1908. СПб., 1910.
- Преображенский П. И. Западная окраина Северо-Байкальского нагорья. Геол. иссл. в золотоносн. обл. Сиб., Ленск. золотоносн. р., 1912, вып. 8.
- Ржонсницкий А. Г. О следах перерыва в кембро-силурийских отложениях с. Падун на р. Ангаре. Зап. СПб. общ. ест., 1912, 48.
- Ржонсницкий А. Г. К стратиграфии палеозойских отложений верхней Киренги. Геол. вестн., 1916, 2, № 5—8.
- Ржонсницкий А. Г. Геологические исследования в верховьях р. Киренги. Геол. вестн., 1918, вып. 26.
- Ржонсницкий А. Г. О циклах эрозии Приленского края. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1928, 6, вып. 2.
- Тетяев М. М. 1. Ответ А. Г. Ржонсницкому. Геол. вестн., 1916, 2, 1.
- Тетяев М. М. 2. К геологии Западного Прибайкалья. Мат. общ. и прикл. геол., 1916, вып. 2.
- Чекановский А. Л. Дневник экспедиции по рр. Н. Тунгуске, Олекме и Лене в 1873—1875 гг. Зап. Рус. геогр. общ., 1896, 20, вып. 1.
- Черкесов В. Ю. Основной стратиграфический разрез района верхнего течения р. Лены. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. общ., 1931, вып. 63.
- Шарапов И. С. Солепроявления юго-восточной части Средне-Сибирской платформы. Тр. Вост. Сиб. геол. упр., 1938, вып. 25.
- Шатский Н. С. 1. Тектоника Сибирской платформы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, вып. 3—4.
- Шатский Н. С. 2. Проблемы нефтеносности Сибири. Нефт. хоз., 1932, № 9.
- Яржемский Я. Я. К минералогическому составу Верхоленского (Ст₃) и Усть-Кутского (S₁) горизонтов Ангаро-Илимо-Ленского района. Тр. Вост. Сиб. геол. тр., 1935, вып. 12.
- Яржемский Я. Я. К литологии среднего кембрия Приангарья. Тр. Вост. Сиб. геол. тр., 1936, вып. 16.
- Яржемский Я. Я. К литологии окрестностей ст. Половяна. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., 1938, вып. 25.

ТАБЛИЦЫ



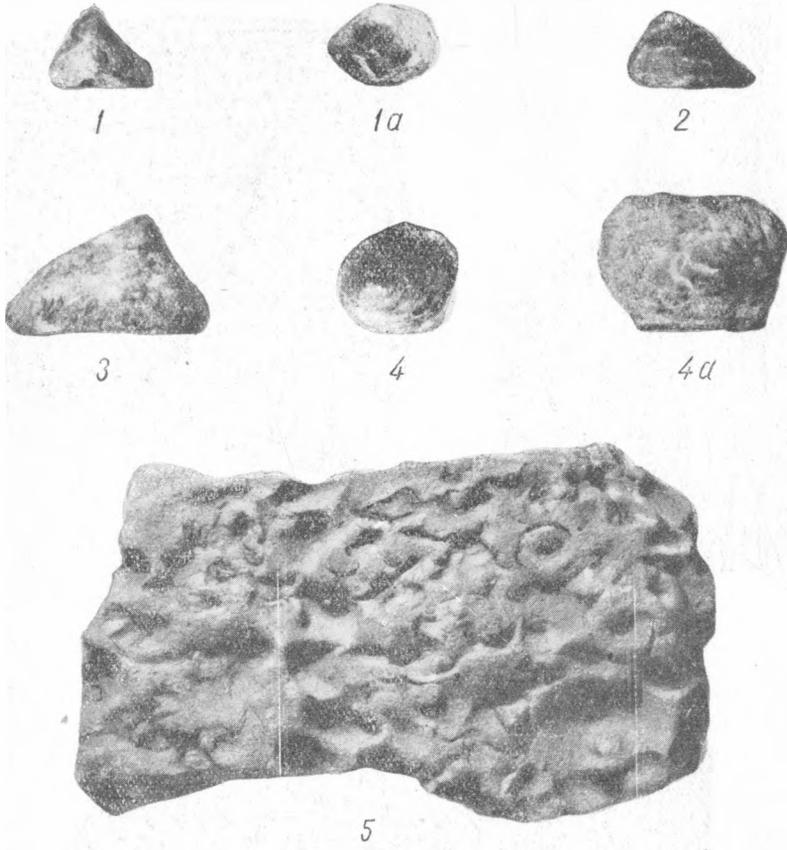
1



2

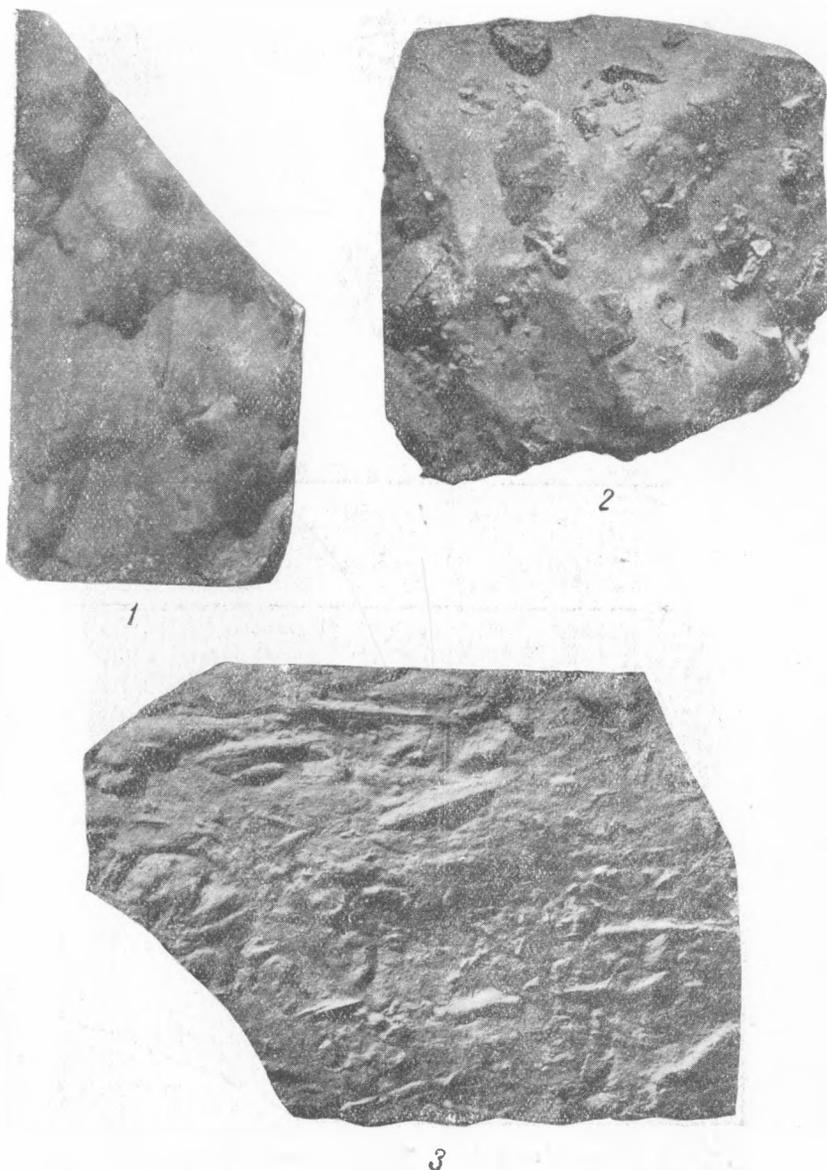
Фиг. 1. Долина р. Тонгоды. 15-метровая терраса, сложенная белым аллювиально-делювиальным материалом из пород среднего кембрия. Внизу выходы цоколя — коренных пород среднего кембрия — обнажение № 657. Видно кругое падение реки.

Фиг. 2. Газоносный ключ вблизи устья р. Илгамакит.



6

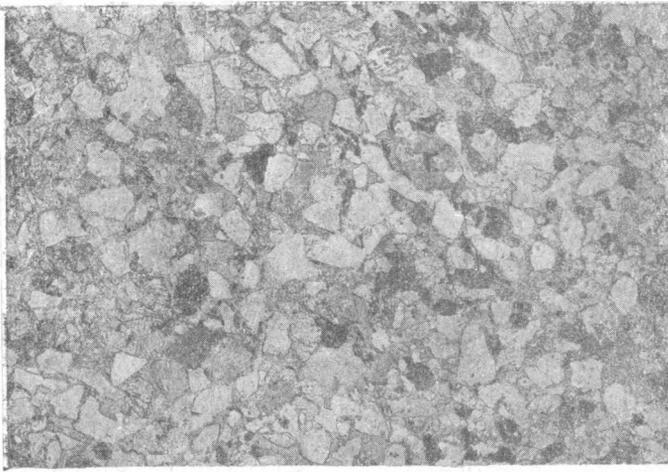
Фиг. 1. *Angarella* sp.—вид сбоку; 1a — вид сверху.
 Фиг. 2 и 3. *Angarella lopatini* *Asatk.*— вид сбоку.
 Фиг. 4 и 4a. То же, вид сверху.
 Фиг. 5. Ядра и отпечатки гастропод в песчанике нижнего силура.
 Фиг. 6. Река Киренга в верховьях.



Фиг. 1. Следы оплывания ила на дне водоема в верхнем кембри. Бугры в виде капель, направленных крутым склоном в одну сторону (д. Карам). Натуральная величина.

Фиг. 2. Кремневая брекчия в виде „брекчии спорадических обломков кремня“ в среднекембрийском известняке М. Аная. Натуральная величина.

Фиг. 3. Поверхность наслоения нижнесилурийского песчаника со следами ползания животных. Выпуклые прямые валики могут являться следами от ползания гастропод ($\frac{3}{4}$ натуральной величины).

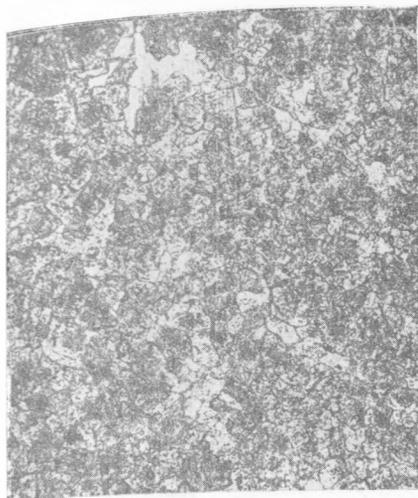


1

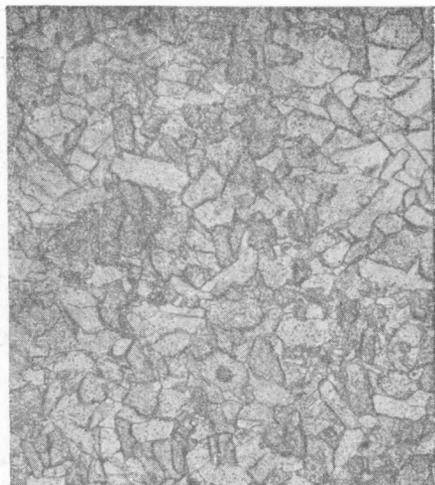


2

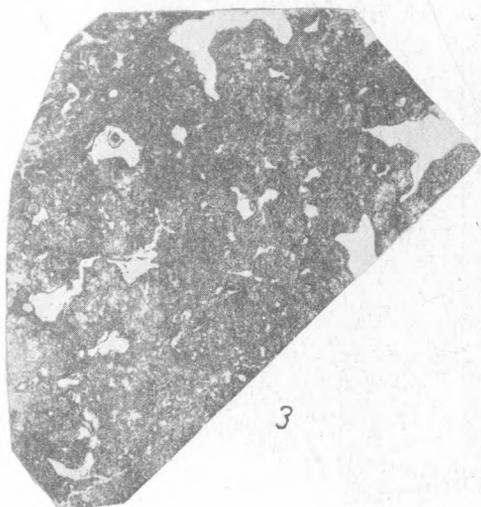
Фиг. 1. Нижнекембрийский песчаник. $\times 20$. Простой свет.
Фиг. 2. Карбонатная брекчия среднего кембрия из обломков различных карбонатных пород того же возраста, частично окатанных. Цементом служит вторичный кальцит и мелкие обломки. Обломок с черной каемкой из перекристаллизованного известняка „атакован“ сверлящими водорослями. $\times 10$. Простой свет.



1



2



3



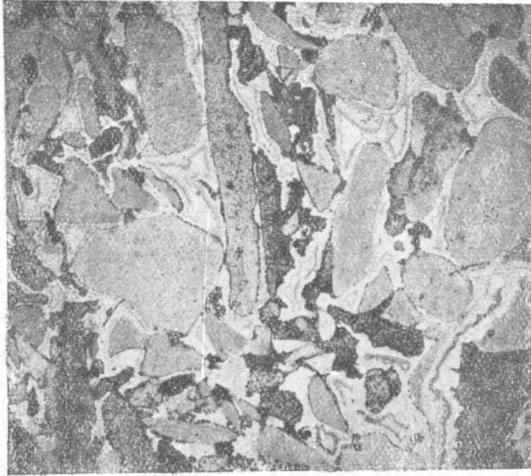
4

Фиг. 1. Разнозернистый известковистый доломит среднего кембрия. Состоит из разной величины ломаных и угловатых зерен доломита в кальцитовом цементе. $\times 20$.

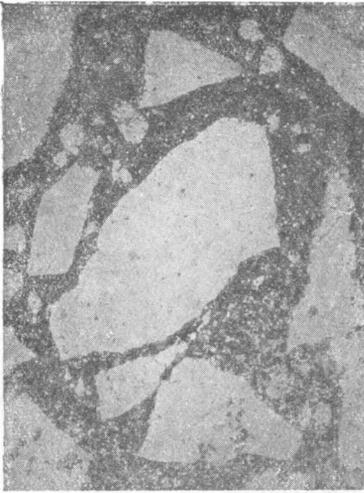
Фиг. 2. Спонголитовый (?) известняк среднего кембрия, состоящий из палочковидных кристалликов кальцита, резко отграниченных друг от друга. $\times 20$.

Фиг. 3. Сферолитовый известняк среднего кембрия, имеющий губковую структуру. Пустоты заполнены кальцитом (белые пятна). Пришлифовка. Натуральная величина, (р. Улькан).

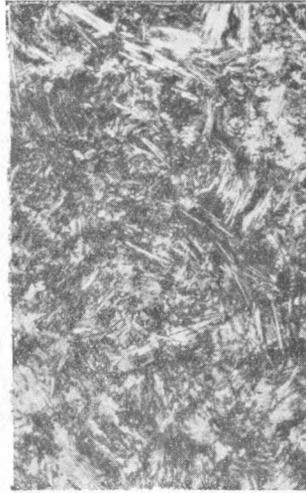
Фиг. 4. Гипсовый конгломерат. Пришлифовка, Натуральная величина,



1



2

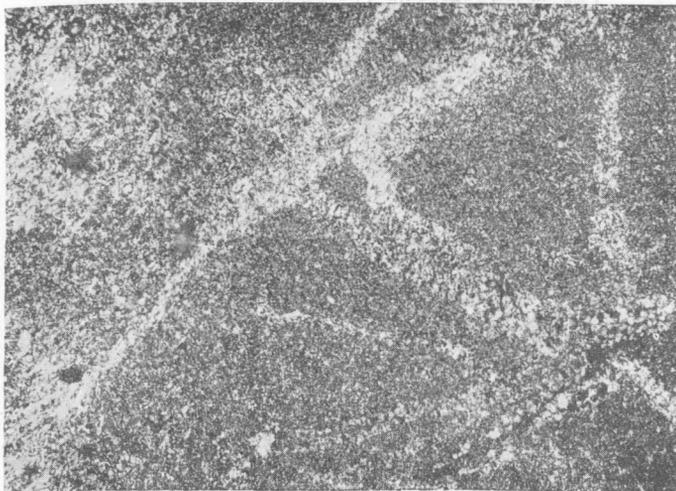


3

Фиг. 1. Кремневый гравелитовый конгломерат из галек кремня (серые пятна) и кремневого и карбонатного цемента. Гальки местами хорошо окатаны. Кремнь галек и цемента окварцован. $\times 10$. Простой свет.

Фиг. 2. Окремнелая брекчия среднего кембрия. Светлые обломки — кремнь, темный цемент — карбонат с пятнами кремня. $\times 10$. Простой свет.

Фиг. 3. Гипс с пластинчатой структурой в скрещенных николях. Средний кембрий. $\times 45$



1



2

Фиг. 1. Микроскопическая структура огипсованного известняка среднего кембрия (р. Киренга). $\times 20$.

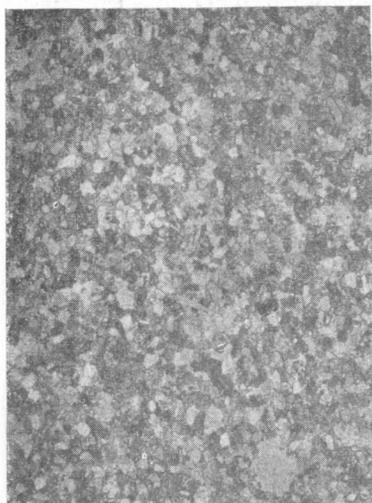
Фиг. 2. Полосатый гипс среднего кембрия. Состоит из серых, черных и буроватосерых слоев гипса с белыми пятнами вторичного гипса (р. Киренга). Пришлифовка. Naturalная величина.



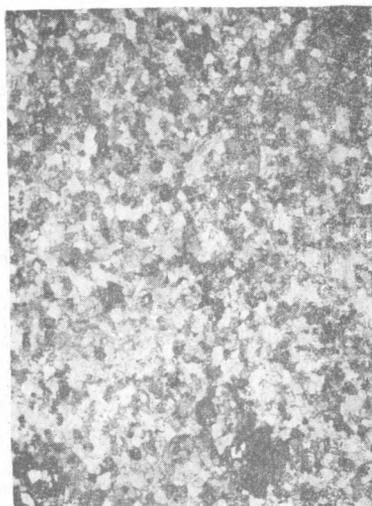
1



2

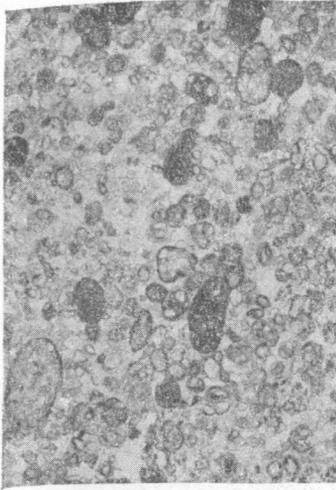


3



4

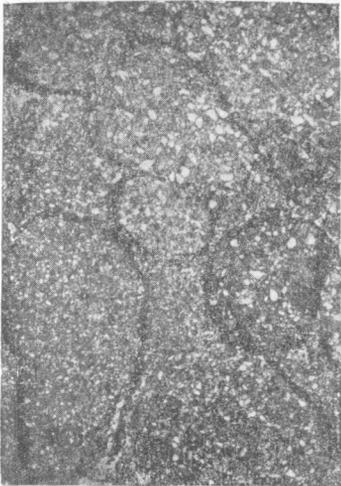
Фиг. 1 и 2. Грубозернистый и разнозернистый песчаник нижнего силура. Большие гальки сложены кремнистыми породами, слабо поляризующими свет. Фиг. 1 — простой свет, фиг. 2 — поляризованный свет. $\times 20$
 Фиг. 3 и 4. Известковистый алевролит верхнего кембрия и нижнего силура. В скрещенных николях видно, что часть зерен (серое) является карбонатной; белое и черное — кварц. Фиг. 3 — простой свет, фиг. 4 — поляризованный свет. $\times 20$,



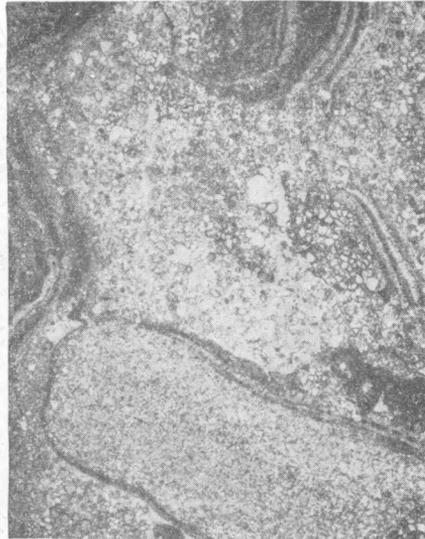
1



2



3



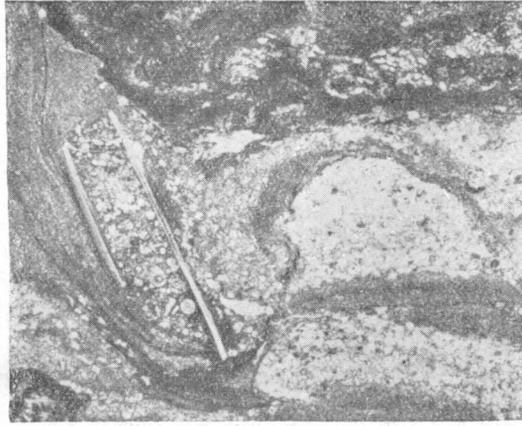
4

Фиг. 1. Известняковый песчаник нижнего силура. Окатанные зерна карбоната обернуты красной железисто-глинистой корочкой (черные камешки). Цемент также карбонатный. $\times 20$.

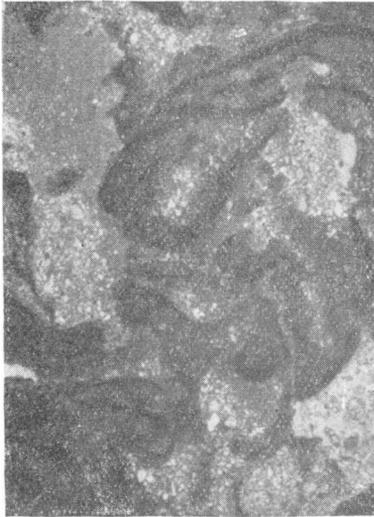
Фиг. 2. „Фигурный“ песчанистый известняк нижнего силура. $\times 10$. Простой свет.

Фиг. 3. Нижнесилурийский песчаник с красными карбонатными корочками вокруг галеподобных песчаных стяжений. Корочки, возможно, водорослевого происхождения. $\times 20$. Простой свет.

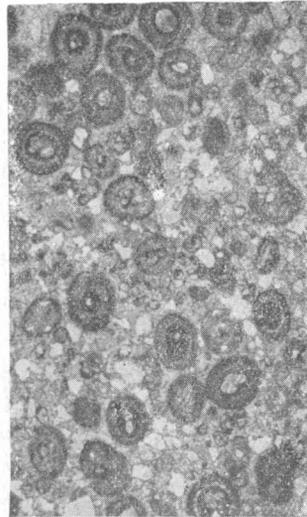
Фиг. 4. То же с корочками строматолитов. Шлиф повернут боком. Корочки строматолитов должны лежать горизонтально с концами, загнутыми вниз. $\times 10$. Простой свет.



1



2



3

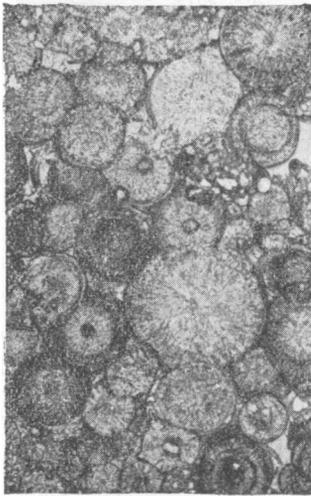
Фиг. 1. Песчаный известняк нижнего силура. Видны светлые пятна, обогащенные кварцем, темные пятна афанитового и серые микрозернистого кальцита. Две белые палочки — сечение через раковину — трубку (трилобита?). Во внутренней плоскости трубки скопились занесенные течением оолиты и песчинки. На движение воды или на роющие организмы указывает также поверхность, секущая слон с разным количеством кластического материала. $\times 20$. Простой свет.

Фиг. 2. „Фигурный“ песчаный известняк нижнего силура. Темные пятна — строматолитовые корочки, серые — карбонатный цемент, белые — песчаный материал. Карманы образовались благодаря жизнедеятельности сине-зеленых водорослей. $\times 10$. Простой свет.

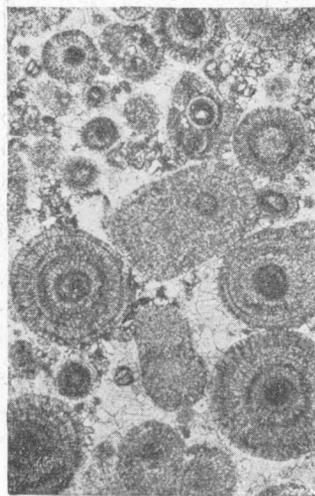
Фиг. 3. Оолитовый песчаный известняк нижнего силура. Оолиты с малым количеством слоев (зачаточные) обычно имеют в ядре карбонатное зерно, обернутое красной глинисто железистой корочкой. Слон оолитов также загрязнены железистым материалом. Белые пятна — кварц, серое — карбонатный цемент. $\times 20$. Простой свет.



1.



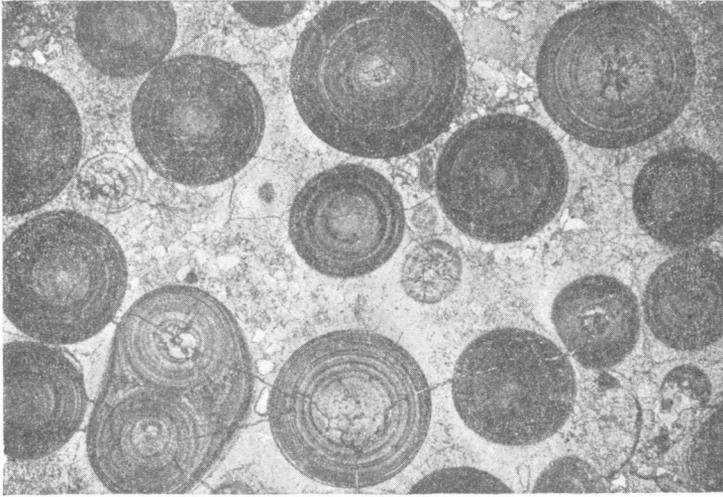
2



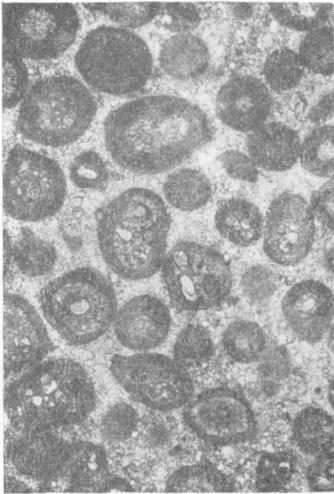
3

Фиг. 1. Онколитовый известняк нижнего силура. Состоит из обломков строматолитов и онколитов, желвачков онколитов типа *Oltonosia* и оолитов. Последние резко отличаются от водорослевых образований. Цемента почти нет, если он присутствует, то в виде вторичного кальцита. $\times 10$.

Фиг. 2 и 3. Оолитовые известняки нижнего силура с радиально-лучистыми и перекристаллизованными оолитами. Фиг. 2. Оолиты тесно сжаты, прижаты друг к другу и проникают друг в друга в результате давления и растворения их в местах соприкосновения. В таких случаях можно наметить сутурно-стилолитовую линию. Фиг. 3. Оолиты находятся на расстоянии друг от друга и отделены кристаллическим кальцитом, замещающим первичный цемент. $\times 20$.



1



2

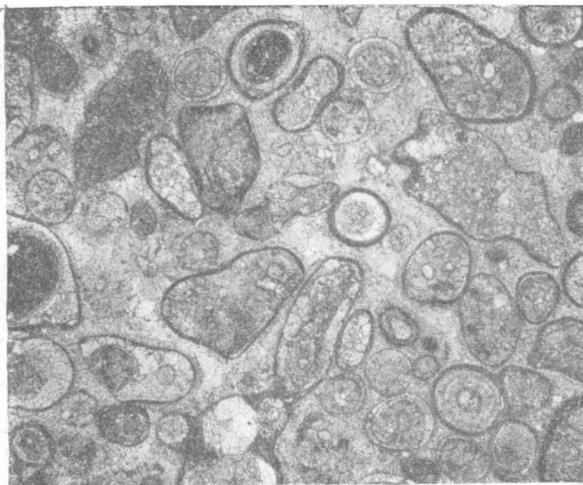


3

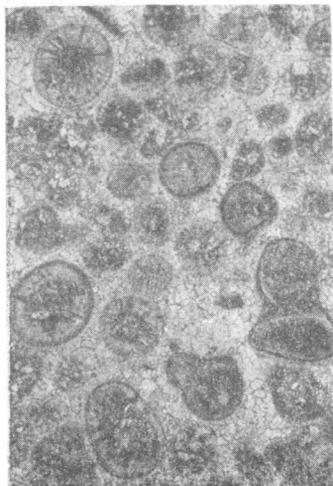
Фиг. 1. „Классический“ оолитовый известняк нижнего силура. Хорошо развитые концентрически слоистые оолиты включены в известняковый цемент с небольшой примесью песчаного материала. Песчинки кварцевые и карбонатные. $\times 20$.

Фиг. 2. Красный оолитовый известняк нижнего силура. Недоразвитые оолиты загрязнены железисто-глинистым материалом (черное и темносерое). В ядрах находятся радиально-лучистые незагрязненные оолитики, включающие зерна кварца или карбоната. $\times 20$.

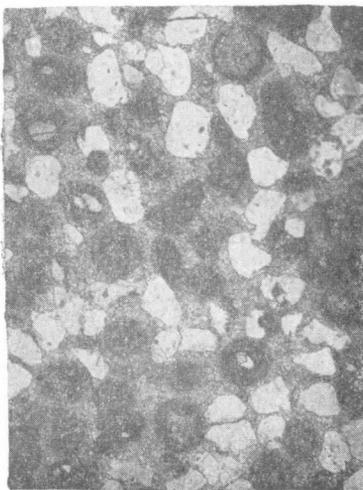
Фиг. 3. Онколитово-органогенно-обломочный известняк нижнего силура. Состоит из обломков раковин (серые длинные обломки) и обволакивающих их онколитового характера оболочек, образующих конкреции, несколько похожие на оолиты, но отличные по форме и способу нарастания. Небольшая примесь кварца на снимке имеет вид белых пятнышек. $\times 20$.



1



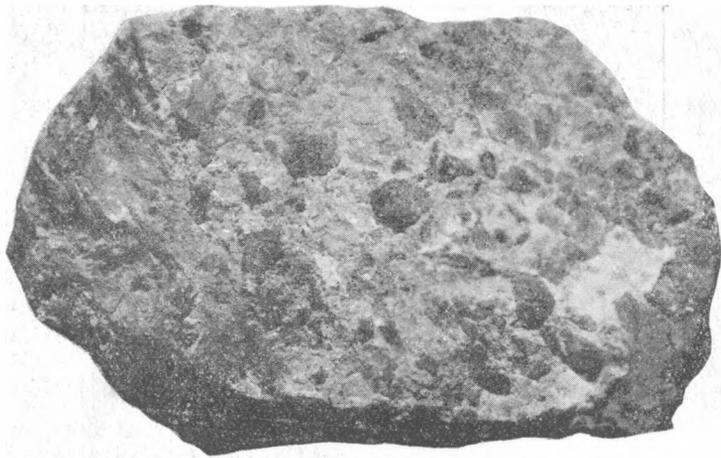
2



3

Фиг. 1. Оолитовый известняк нижнего силура со слипшимися оолитами. Последние перекристаллизованы и плохо различимы. Обволакиванию подвергаются не только оолиты, но и комочки и обломки карбонатов. $\times 20$.

Фиг. 2. Оолитовый известняк нижнего силура с недоразвитыми и частично перекристаллизованными (радиально-лучистыми) и загрязненными глинистым материалом оолитами. Цемент—вторичный кальцит. $\times 20$.
Фиг. 3. Известковистый песчаник с оолитами (нижний силур). Среди песка включены редкие оолиты, все сцементировано карбонатным цементом. $\times 20$. Простой свет.



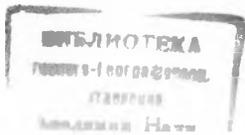
1

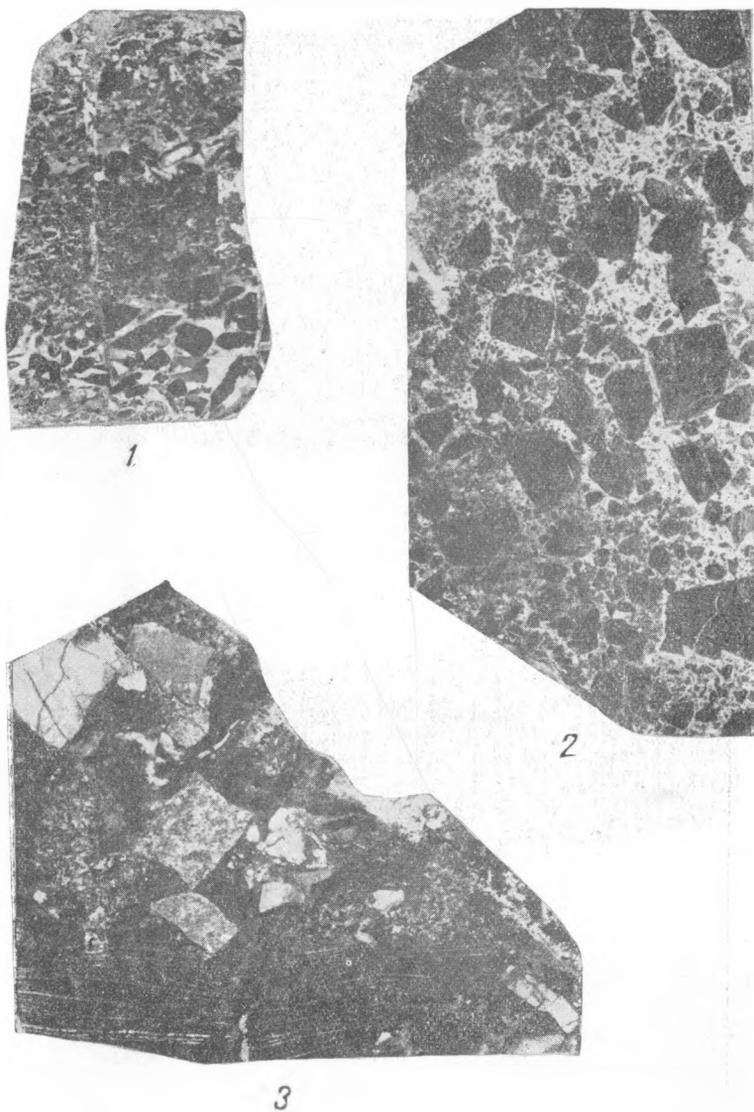


2

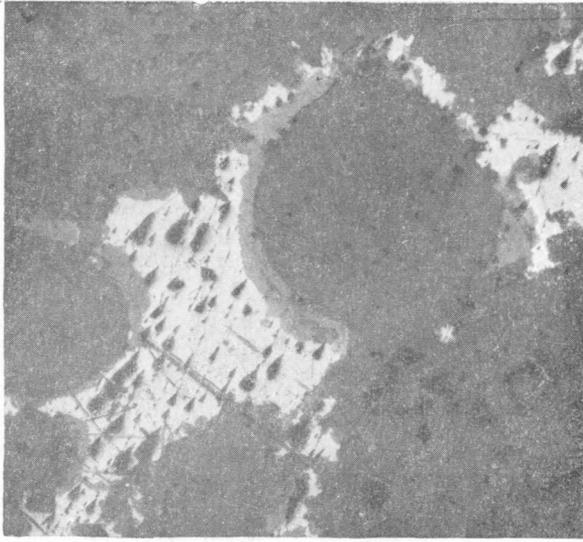
Фиг. 1. Кремневая брекчия среднего кембрия из обнажения на р. Улькане. Натуральная величина.

Фиг. 2. *Manchuriophycus sibiricus* n. sp. Натуральная величина. Поверхность песчаника со знаками ряби, в углублениях которой сохранились обрывки организма.

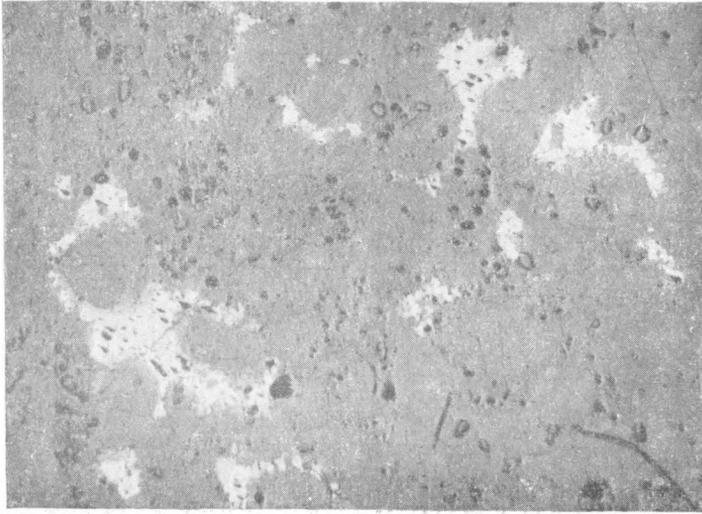




Фиг. 1. Кремневый конгломерат (конгло-брекчия) среднего кембрия.
Фиг. 2. Двухкомпонентная карбонатная брекчия среднего кембрия.
Пришлифовка. Натуральная величина.
Фиг. 3. Полимиктовая карбонатная брекчия среднего кембрия.
Пришлифовка. $\frac{2}{3}$ натуральной величины.



1



2

Фиг. 1 и 2. Свинцовый блеск в оолитовом известняке нижнего силура. Отраженный свет. Белое — галенит, серые каемки — церуссит, темносерый фон — кальцит. Свинцовые минералы находятся в промежутках между оолитами. Фиг. 2 $\times 20$, фиг. 1. $\times 45$.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	1
I. Некоторые черты рельефа	1
II. Стратиграфия	13
1. Нижний кембрий	14
2. Средний кембрий	16
3. Верхний кембрий	22
4. Нижний силур	23
5. Четвертичные отложения	25
III. Краткое микроскопическое описание пород	27
1. Песчаники и аргиллиты нижнего кембрия	27
2. Карбонатные породы среднего кембрия	28
3. Кремни и окремненные породы среднего кембрия	30
4. Песчаники среднего кембрия (?)	31
5. Гипс среднего кембрия	32
6. Кластические породы верхнего кембрия и нижнего силура	32
7. Известняки нижнего силура	34
8. Оолитовые известняки нижнего силура	36
IV. Макроскопическое описание некоторых пород среднего кембрия	39
V. Краткий исторический очерк литогенеза пород нижнего палеозоя	40
VI. Тектоника	45
VII. Следы древнего оледенения и история формирования рельефа	54
VIII. Полезные ископаемые	60
Литература	63
Таблицы	65

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства *С. Т. Попова* Технический редактор *Н. П. Аузан*
 Корректор *Л. Р. Каплан*

РИСО АН СССР № 2317. А—07441. Тип. заказ № 448. Подп. и печ. 25/VII 1947 г.
 Формат бумаги 70 × 108¹/₁₆. Печ. л. 4¹/₄ + 10 вклеек. Уч.-издат. л. 8,25. Тираж 1500.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР, Москва, Шубинский пер., д. 10.

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ

- Вып. 6 (№ 1). 1938. Стр. 60. Ц. 3 р. 75 к.
 А. А. Арсеньев. Северо-западное Прибайкалье. Материалы по петрографии кристаллических сланцев и массивно-кристаллических пород бассейна рр. Тын и Кузнермы.
- Вып. 7 (№ 2). 1940. Стр. 101. Ц. 7 р. 50 к.
 И. Д. Корженевский. О некоторых новых видах фузулинид из нижнепермских известняков Ишимбаева и Стерлитамакских гор-одиночек. Д. М. Раузер-Черноусова. Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид.
- Вып. 8 (№ 3). 1940. Стр. 69. Ц. 6 р.
 В. А. Петрушевский. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана.
- Вып. 14 (№ 4). 1940. Стр. 83. Ц. 7 р.
 А. И. Москвитин. Лёссы и лёссовидные породы Сибири.
- Вып. 15 (№ 5). 1940. Стр. 80. Ц. 6 р. 50 к.
 В. П. Маслов. Литологические черты среднего кембрия р. Ангары.
- Вып. 16 (№ 6). 1939. Стр. 121. Ц. 5 р. 50 к.
 Н. М. Страхов. Доманиковая фауна Южного Урала.
- Вып. 27 (№ 7). 1940. Стр. 44. Ц. 4 р. 50 к.
 А. А. Арсеньев. Олекмо-Витимская горная страна. Геология правобережья р. Витима.
- Вып. 28 (№ 8). 1940. Стр. 90. Ц. 7 р. 50 к.
 В. И. Громов. Материалы по геологии Омско-Барабинского района.
- В. А. Хохловкина. Террасы Азовского побережья между Ростовом и Таганрогом. Л. А. Юшко. Четвертичные отложения Южной Башкирии.
- Вып. 32 (№ 9). 1940. Стр. 50. Ц. 4 р.
 А. Л. Яншин. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии степных пространств, лежащих к югу от Мугоджар.
- Вып. 33 (№ 10). 1940. Стр. 43. Ц. 3 р.
 Г. Ф. Мирчинк. Мицдель-рисские межледниковые отложения Русской платформы. В. И. Громов. Остатки *Elephas antiquus* Falс. четвертичных отложений г. Москвы. В. И. Громов. Материалы к изучению террас р. Терка между Орджоникидзе и Моздоком. В. И. Громов. Новые находки четвертичных млекопитающих на Урале и Салаире в 1938 г.
- Вып. 42 (№ 12). 1940. Стр. 42. Ц. 3 р.
 А. И. Кравцов и М. М. Элинсон. К вопросу о влиянии подземных вод на газоносность угольных месторождений в Донецком бассейне. С. Е. Колотухина. О вулканогенной фации нижнего карбона в Центральном Казахстане. Б. М. Келлер. Верхнемеловой флиш на Западном Кавказе. К. В. Никифоров. Очерк континентальной истории восточного склона Южного Урала с верховьев рр. Тобола и Суундука. Г. С. Конникова. К вопросу о пластических деформациях глин при усадке (в порядке постановки вопроса).
- Вып. 47 (№ 14). 1941. Стр. 60. Ц. 4 р. 50 к.
 П. Н. Кропоткин. Значение тектонических процессов для образования кислых магм.
- Вып. 52 (№ 16). 1941. Стр. 98. Ц. 7 р. 50 к.
 А. Н. Чураков. Протерозой северо-западной части Восточного Саяна.
- Вып. 63 (№ 20). 1941. Стр. 90. Ц. 7 р. 60 к.
 З. М. Старостина, Б. Н. Красилянков, Н. Г. Сергиев, И. Ф. Трусова. Геологическое строение северо-восточной окраины гор Ерементау и прилегающей части долины р. Уленты.
- Вып. 76 (№ 23). 1944. Стр. 116. Ц. 7 р.
 В. В. Белоусов. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР.
- Вып. 87 (№ 25). 1947. Стр. 83. Ц. 8 руб.
 В. И. Данчев. Опыт литологического изучения нижней части отложений Татарского яруса Казанского Поволжья.

Опечатки

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
24	8—9 св.	Acrolreta.	Acrotreta.
Табл. XI	3 св.	Ottonosia	Ottonosia

Тр. ИГЕН, в. 85. В. П. Маслов