АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 68

М. А. СЕМИХАТОВ

РИФЕЙ И НИЖНИЙ КЕМБРИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 68

М. А. СЕМИХАТОВ

РИФЕЙ И НИЖНИЙ КЕМБРИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1962

Ответственный редактор
В. В. ХОМЕНТОВСКИЙ

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой работе обобщены результаты изучения рифейских (синийских) и нижнекембрийских отложений Енисейского кряжа и содержащихся в них столбчатых строматолитов. Автором такие исследования проводились в 1956—1960 гг. в связи с разработкой общей тематики отдела стратиграфии Геологического института АН СССР «Стратиграфия и принципы корреляции рифейской группы». Енисейский кряж является одним из классических районов развития древних свит, и вскрытые здесь их разрезы служат опорными для Сибири. Рифейские отложения кряжа слабо метаморфизованы, содержат большое количество строматолитов и геологически хорошо увязываются с одновозрастными толщами Туруханского района, где древние свиты столь же богаты строматолитами. Это дает возможность выяснить вертикальную смену строматолитовых комплексов в двух далеко отстоящих друг от друга регионах и на основании этого подойти к выяснению стратиграфического значения данной группы органических остатков.

Вместе с тем Енисейский кряж является важным объектом для решения некоторых общих вопросов геологии. Его положение на окраине Сибирской платформы и в смежной части миогеосинклинали позволяет выяснить закономерности изменения типов разрезов древних свит в зоне сочленения платформы и миогеосинклинали и осветить основные этапы развития этих структур. В этом отношении наибольший интерес представляют собой нижнекембрийские отложения Енисейского кряжа, которые позволяют увязать между собой разрезы этих отложений в пределах Сибирской платформы и в обрамляющих ее с юго-запада горных сооружениях и тем самым дают возможность расшифровать геологическую историю региона в заключительные стадии байкальского цикла.

При проведении исследований перед автором стояли задачи: детально изучить весь разрез рифейских и нижнекембрийских отложений Енисейского кряжа, уточнить их расчленение и корреляцию с соответствующими отложениями смежных регионов, выявить вертикальную смену строматолитов в рифейских отложениях Енисейского кряжа и Туруханского региона, а также рассмотреть структурно-фациальные зоны рифея и кембрия этого региона. Рифейские отложения Енисейского кряжа (особенно его юго-восточной части) к началу наших работ были изучены сравнительно хорошо. К 1955—1956 гг., вместо множества (см. гл. I) местных схем расчленения докембрия, сотрудниками КГУ, ВСЕГЕИ и ВАГТ были созданы три хорошо увязанные между собой схемы его расчленения, которые легли в основу принятой Межведомственным совещанием (1956 г.) рабочей стратиграфической схемы докембрия региона.

Иначе обстояло дело с расчленением нижнего кембрия. В нем в 1955—1956 гг. обычно выделяли лишь две толщи — терригенную внизу и карбонатную вверху,— и только местами в них устанавливали более дробные подразделения. Но эти подразделения не были увязаны между собой, что в сочетании с быстрой и сложной изменчивостью нижнего кембрия нередко приводило к сдваиванию и даже страиванию его разрезов. Поэтому мы были вынуждены при полевых работах основное внимание уделять нижнему кембрию, и излагаемая схема его расчленения в значительной мере разработана автором. Что же касается рифейских

отложений, то автором проведена была более тесная увязка и некоторая детализация предлагавшихся ранее схем его расчленения, главное внимание же в этой части разреза обращено на установление вертикального распределения строматолитов.

При изучении строматолитов перед автором стояла задача выяснить вертикальную их смену в разрезах с твердо установленной последовательностью напластования, проследить выделенные таким образом комплексы по площади и на основании этого подойти к выяснению стратиграфического значения данной группы органических остатков. Понятно, что такую задачу нельзя разрешить на материалах какого-нибудь одного региона, хотя бы и такого обширного, как Енисейский кряж. Поэтому были изучены и строматолиты рифейских отложений Туруханского района, а для сравнения привлечены материалы И. Н. Крылова и С. В. Нужнова по строматолитам рифейских отложений Южного Урала и Учуро-Майского района. Проведенное изучение позволило впервые выделить в рифейских отложениях Енисейского кряжа и Туруханского района два разновозрастных комплекса строматолитов и показать, что они очень близки к таковым из средних и верхних горизонтов рифея Южного Урала и Учуро-Майского района. Эти данные, проконтролированные первыми определениями абсолютного возраста, показали, что строматолиты могут применяться для расчленения разрезов рифейских отложений на крупные части и для сопоставления их между собой на большие расстояния. За четыре сезона автор пересек область развития рифея и нижнего кембрия Енисейского кряжа по рекам Ангаре, Иркинеевой, Каменке, Горбилку, Тее, Чапе, Большой Черной, Большой и Правой Лебяжьей, Вороговке, в нижнем течении рек Удерея, Кутукаса, Исаковки, Кии, Тасеевой, Топола, Курыша и других, а также в Туруханском районе по р. Нижней и Сухой Тунгуске (см. обзорную карту на фиг. 39). При таких пересечениях, кроме детального изучения разрезов и сбора строматолитов, производилась геологическая съемка отдельных узловых участков и полосы 10—20 *км* шириной вдоль пересечений. Выполнению этой задачи чрезвычайно способствовало то, что почти вся территория Енисейского кряжа к 1956 г. была покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 1 000 000, а значительная часть территории была закартирована более детально. Однако воспользоваться этими картами без их уточнения мы не могли, так как отложения алданского яруса на них в большинстве случаев оставались нерасчлененными, а верхние горизонты рифея (тунгусикская серия) расчленялись на них по менее дробной стратиграфической схеме, чем принятая нами. Упомянутые карты позволили нам не картировать интрузивные массивы и однообразные сланцевые серии нижней части рифея, но не избавили от необходимости картирования верхних горизонтов и алданского яруса нижнего кембрия. На основании данных, полученных в ходе наших исследований, и сведения материалов всех предшествующих работ и составлена эта работа.

В полевых исследованиях, кроме автора, в разные годы принимали участие студенты московских геологических вузов — М. А. Воронцов, В. М. Глушенков, Е. А. Елкин, В. Н. Никитин, Д. В. Павлов, О. И. Супруненко, В. И. Фонарев и Б. И. Чернобров; маршрут по р. Вороговке сделан совместно с В. Н. Григорьевым. Собранные трилобиты определены Л. Н. Репиной. Работа выполнена в отделе стратиграфии Геологического института под руководством Б. М. Келлера. В процессе работы ряд ценных замечаний автор получил от Н. С. Шатского, В. В. Меннера, В. В. Хоментовского, Г. И. Кириченко, А. В. Лесгафта, Н. С. Зайцева, Н. П. Хераскова, В. Н. Григорьева, В. И. Драгунова и Ю. Н. Елхова. При обработке материала значительную помощь оказали Е. А. Елкин, О. И. Супруненко, Д. В. Павлов и В. И. Фонарев. Пользуюсь случаем выразить всем названным геологам глубокую благодарность.

Глава I

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРАТИГРАФИИ РИФЕЙСКИХ И НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Первые сведения о горных породах, развитых на Енисейском кряже, содержатся в путевых отчетах естествоиспытателей конца XVIII и начала XIX вв. После открытия в 1838 г. в пределах кряжа золотых россыпей, изучение его геологии двинулось вперед значительно быстрее и в печати появился ряд работ Э. Гофмана, А. М. Зайцева, Н. В. Латкина и А. И. Лопатина, Д. В. Макеровского, А. Л. Чекановского, И. Д. Черского и других по геологии и золотоносности края. История этих исследований рассмотрена В. А. Обручевым (1933, 1934), что позволяет здесь на ней не останавливаться.

После окрытия золотых месторождений территория Енисейского кряжа была разделена на три горных округа: Северо-Енисейский — между реками Подкаменной Тунгуской и Большим Питом; Южно-Енисейский — между реками Большим Питом и Ангарой и Канско-Красноярский, в который входила канско-ангарская часть кряжа. Эти округа, как подчеркивал В. А. Обручев (1939), являлись не только административными единицами, но в какой-то мере отвечали и геологическим районам, отличающимся друг от друга своим строением. Действительно, в северной части Енисейского кряжа развиты отложения нижних горизонтов рифея (нередко сильно метаморфизованные) и сложно построенный мощный комплекс нижнего кембрия; в междуречье Ангары и Большого Пита и в бассейне последнего обнажаются главным образом рифейские отложения, а в канско-ангарской части кряжа на сильно метаморфизованные породы глубокого докембрия налегает нижний кембрий.

Изучение названных частей Енисейского кряжа до недавнего времени шло в значительной мере своими путями, и в каждой из них при разработке стратиграфических схем перед исследователями стояли свои трудности. В результате каждая из упомянутых частей региона имеет свою геологическую литературу, и только 10—15 лет назад появились первые работы, в которых делались попытки дать единые стратиграфические схемы древних свит всего Енисейского кряжа. Поэтому история изучения стратиграфии рифея и нижнего кембрия описываемого района ниже рассматривается в трех разделах. Первый из них посвящен ангаро-канской, второй — центральной, а третий — северной его части.

Такой план изложения, естественно, поведет к некоторым повторениям, но зато позволит читателям легче ориентироваться в многочисленной и часто противоречивой литературе по геологии Енисейского кряжа и лучше понять эволюцию взглядов на этот вопрос и их преемственность.

АНГАРО-КАНСКАЯ ЧАСТЬ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Систематические геологические исследования этого участка были начаты в 90-х годах прошлого столетия в связи с изысканиями вдоль линии строившейся Сибирской железной дороги. Л. А. Ячевский (1896) установил, что Южно-Енисейский кряж сложен гранитами и гнейсами, на которые на востоке налегают красные песчаники, перекрываемые известняками, а затем пестроцветными песчаниками и мергелями. Известняки, по мнению Л. А. Ячевского, не отличимы от торгашинских известняков Восточного Саяна, которые в то время считались девонскими. Это послужило основанием для отнесения известняков Южно-Енисейского кряжа к девону, а подстилающих их песчаников — к силуру. Позднее возраст торгашинских известняков был определен как кембрийский (Толль, 1895), что повело к пересмотру возраста известняков Южно-Енисейского кряжа (Ижицкий, 1896).

Дальнейшее изучение геологии древних свит района было проведено лишь в 1930—1934 гг. А. С. Хоментовским (1938), который пришел к выводу, что в Южно-Енисейском кряже не наблюдается налегания «известняков торгашинского типа» (рассольнинской свиты, по Хоментовскому) на красноцветные песчаники и что они повсеместно разделены разломом. Это дало ему возможность предположить, что в Канско-Тасеевском районе существует не две, как считал Л. А. Ячевский, а одна красноцветная свита — тасеевская — более молодая, чем рассольненская. Последнюю по сопоставлениям А. С. Хоментовский относил к среднему, а тасеевскую свиту — к верхнему кембрию. Нижний кембрий этот геолог предполагал на глубине под рассольненской свитой, а к докембрию отнес гнейсы и граниты и небольшую пачку кварцитов, развитую в урочище Галочьи Гривы. Иначе представляли себе стратиграфию древних свит Ангаро-канского района М. М. Одинцов и П. С. Скабический (1937). К докембрию они отнесли метаморфический комплекс (гнейсы внизу, кристаллические сланцы, затем филлиты — вверху), а к нижнему палеозою — удерейскую свиту глинистых сланцев (Cm_1), известняки и доломиты (Cm_2) и пестрые песчаники и сланцы (Cm_3).

В 1937—1939 гг. проводились исследования по изучению Канско-Тасеевского района в связи с его возможной нефтеносностью (А. А. Предтеченский, Б. Г. Коновалов, И. Н. Стрижов, С. И. Федотов). Наибольший интерес представляют работы А. А. Предтеченского, который разработал новую схему деления кембрия по р. Тасеевой. К нижнему кембрию он отнес три свиты: 1) нижнюю свиту красноцветных песчаников; 2) свиту зеленовато-серых песчаников и 3) верхнюю свиту красноцветных песчаников и конгломератов. Две верхние свиты сопоставляются им соответственно с ушаковской и мотской свитами Иркутского амфитеатра. К среднему кембрию А. А. Предтеченский, вслед за предыдущими исследователями, отнес карбонатную толщу, расчленил ее на три свиты (битуминозных доломитов, темных доломитов и известняков и терригенно-карбонатную Дыроватого утеса); в двух верхних свитах впервые этим исследователем найдены остатки трилобитов. На основании этих находок стало ясно, что по крайней мере часть карбонатной толщи с трилобитами должна быть отнесена к нижнему кембрию (Лермонтова, 1951). К верхнему кембрию А. А. Предтеченский отнес пестроцветные песчаники с прослоями конгломератов. Следует отметить, что налегание среднекембрийских известняков на нижнекембрийские толщи А. А. Предтеченский не наблюдал, так как в районе его работ они разделены разломом. Подобное налегание описал Б. Г. Коновалов в более южных районах. В окрестностях г. Канска аналогичные взаимоотношения упомянутых толщ были вскрыты буровыми скважинами (И. Н. Стрижов).

Ю. А. Кузнецов (1941_2) кристаллические толщи Южно-Енисейского кряжа расчленил на два разновозрастных комплекса — канский, отнесенный к нижнему архею (кристаллические сланцы с минеральными ассоциациями фации гиперстеновых гнейсов, гранатовые гнейсы и др.), и енисейский, отнесенный к верхнему архею (кристаллические сланцы и подчиненные им гнейсы, кварциты и силикатные мраморы).

М. В. Солодянкин и В. И. Герасименко в 1946 г. вдоль границы выходов кристаллических пород архея и песчаников кембрия откартировали узкую полосу кварцитов, аналогичных кварцитам Галочьих Грив, и, вслед за А. С. Хоментовским, отнесли их к протерозою.

Л. Н. Репина в 1952 г. (Григорьев, Репина, 1956; Покровская, 1954) карбонатную толщу кембрия по р. Тасеевой расчленила на клименскую и агалевскую свиты и благодаря новым находкам фауны окончательно доказала принадлежность этих свит к нижнему кембрию (к ленскому ярусу). В том же году к изучению палеозоя Канско-Тасеевского междуречья приступил коллектив геологов Восточно-Сибирского геологоразведочного треста (Востсибнефтегеология). М. А. Жарков и Л. В. Бритченко подтвердили мнение Б. Г. Коновалова о соотношении рассольненской свиты и толщи красноцветных песчаников Южно-Енисейского кряжа, наметили расчленение этой толщи на пачки и включили в ее состав кварциты Галочьих Грив, ссылаясь на то, что такие же кварциты залегают в виде отдельных пластов во всей красноцветной толще.

И. Н. Сулимов и Г. П. Сингаевский, работая в 1953 г. по р. Тасеевой, пришли к стратиграфическим выводам, резко отличным от выводов А. А. Предтеченского. Они считали, что обе нижнекембрийские свиты А. А. Предтеченского являются одновозрастными и подстилаются свитой зеленовато-серых песчаников. Последнюю они отнесли к протерозою и ниже нее поместили свиты кристаллических доломитов, метаморфизованных песчаников и гранито-гнейсов.

Одновременно трест «Востсибнефтегеология» проводил и буровые работы. Терригенные отложения нижней части кембрия и докембрия были вскрыты рядом буровых скважин в окрестностях г. Канска, а карбонатные породы нижнего кембрия — у совхоза Тайнинского и в сел. Троицко-Заводском (Л. Л. Котикова, А. П. Вишнякова, Б. В. Ковалев), где среди них впервые в районе были обнаружены мощные пласты сульфатов и отдельные прослои каменной соли [1].

В. Т. Мордовский (1956, 1958 и др.) бóльшую нижнюю часть нижнекембрийских красноцветных песчаников Южно-Енисейского кряжа отнес к докембрию и выделил в них аналоги карагасской (кварциты, залегающие на архее) и оселочной (красноцветные песчаники и глинистые сланцы) свит Северного Присаянья. По направлению к северу в этих отложениях, по мнению В. Т. Мордовского, возрастает роль сланцев, появляются пачки доломитов, и на р. Тасеевой кварциты карагасской свиты отделяются от песчаников оселочной свиты мощной толщей кристаллических доломитов и глинистых сланцев. Подобная трактовка тасеевского разреза дала возможность В. Т. Мордовскому высказать мысль о том, что карагасская свита (т. е. нижняя часть красноцветной нижнекембрийской толщи М. А. Жаркова) соответствует какой-то части карбонатного комплекса верхнего протерозоя Енисейского кряжа (см. ниже), а оселочная — карбонатно-терригенному комплексу. Нужно подчеркнуть, что изложенный вывод В. Т. Мордовского основывается на том, что кварциты, обнажающиеся по р. Тасеевой у сел. Кондаковского,

---

[1] Ранее присутствие каменной соли в карбонатной толще кембрия Ангаро-Канского района предполагалось многими геологами, так как к полю распространения этой толщи приурочены соляные источники, некоторые из которых использовались для выварки соли (Хоментовский, 1935).

были ошибочно сопоставлены им с кварцитами карагасской свиты более южных районов.

К нижнему кембрию В. Т. Мордовский отнес лишь верхние 200—300 *м* красноцветной терригенной толщи, начиная с горизонта конгломератов, который ранее всеми исследователями считался внутриформационным. Эту пачку пород Мордовский, по аналогии с Иркутским амфитеатром, описал под названием мотской свиты и параллелизовал с ней всю толщу красноцветных песчаников, залегающую по р. Ангаре несогласно на верхнем протерозое. Указанный автор выделил пачку переслаивания доломитов и песчаников, которую считал аналогом переходной свиты Иркутского амфитеатра.

Во внутренней части Канско-Ангарской впадины этой пачке, по мнению В. Т. Мордовского, соответствуют соле- и гипсоносные отложения. К ленскому ярусу нижнего кембрия в рассматриваемых работах отнесены свита Дыроватого утеса (доломиты с *Bulaiaspis)* и тасеевская свита (терригенно-карбонатные отложения с остатками *Bulaiaspis)*.

Л. И. Антоновская и Л. М. Плотников в 1955 г., работая в Ангаро-Тасеевском междуречье, расчленили верхний протерозой по схеме Г. И. Кириченко (см. ниже), а в части, касающейся кембрия, повторили ранее опровергнутую схему А. С. Хоментовского (1938).

Ф. П. Ковригин и Е. К. Ковригина в 1957 г. при расчленении кристаллических пород Южно-Енисейского кряжа повторили схему Ю. А. Кузнецова (1941_2), но, в отличие от всех предыдущих исследователей, сочли возможным возраст пород значительно повысить. Основанием для этого послужило наблюдаемое, по данным Ковригиных, контактовое воздействие так называемых таракских гранитов, считавшихся архейскими, на красноцветную терригенную толщу алданского яруса. В том же году в северной части района работали Л. И. Антоновская и С. Г. Петров. Восстанавливая первичный состав глубоко метаморфизованных пород и протягивая отдельные пачки кварцитов, они смогли проследить породы нижней части рифея Заангарья к югу от р. Тасеевой в области распространения «архейского» енисейского комплекса. Эти породы, по наблюдениям названных геологов, залегают согласно на канском комплексе, что дало возможность считать последний нижнепротерозойским.

В 1956 г. было остановлено бурение опорной скважины в центральной части Канско-Ангарской впадины, в пос. Мурме. Ее описание, а также схемы сопоставления разрезов нижнего кембрия всей впадины, произведено в 1957 г. Б. А. Фуксом и Л. П. Плотниковым. Красноцветную терригенную толщу Южно-Енисейского кряжа авторы отнесли к нижнему кембрию и описали под названием мотской свиты. Характерные породы свиты зеленовато-серых песчаников А. А. Предтеченского названные авторы по р. Тасеевой описали под названием ушаковской свиты и поместили в основание разреза кембрия. Нижняя красноцветная свита А. А. Предтеченского, по их мнению, является не самостоятельной свитой, а верхней частью мотской свиты.

В опорной скважине Б. А. Фукс и Л. П. Плотников выделили отложения усольской (доломиты с прослоями песчаников), бельской и булайской (каменная соль, ангидриты, с прослоями и пачками доломитов, аргиллитов и алевролитов) и ангарской (доломиты) свит. Благодаря находкам фауны в кернах ряда скважин, которые сделал Б. А. Фукс летом 1956 г. (Карасев и др., 1959), были получены надежные реперы для сопоставления разрезов, нередко существенно разнящихся по литологическому составу одновозрастных горизонтов.

М. А. Жарков в том же году разрез опорной скважины расчленил несколько иначе, а в «мотской» свите Б. А. Фукса выделил три свиты: 1) конгломерато-кварцитовую, 2) алеврито-песчаниковую и 3) мелкогалечных конгломератов и песчаников, которые сопоставил соответственно

с карагасской, оселочной и мотской свитами Присаянья, а впоследствии (Жарков, 1958, 1960) назвал их хаеринской, топольской и тасеевской. В отложениях ленского яруса по р. Ангаре М. А. Жарков, вслед за Л. Н. Репиной, выделил агалевскую и климинскую свиты, а нижнюю часть последней описал как переходную свиту (переслаивание доломитов и терригенных пород). В южных районах Канско-Ангарской впадины этим свитам в схеме М. А. Жаркова соответствуют свиты улюкольская, рассольненская и Дыроватого утеса, которые на периферии впадины представлены доломитами и песчаниками, а в ее внутренних частях, в разрезах буровых скважин,— теми же породами с пластами и пачками каменной соли, ангидритов и гипсов.

М. А. Семихатов (1957, 1959$_1$), проводя исследования по стратиграфии древних свит Енисейского кряжа, расчленил отложения нижней части нижнего кембрия (алданского яруса) Нижнего Приангарья на три свиты, подтвердив тем самым трехчленное деление отложений этого возраста, установленное в 1937 г. А. А. Предтеченским по р. Тасеевой. Выделенные свиты М. А. Семихатов назвал (снизу): 1) ковальской (красноцветные песчаники и алевролиты); 2) алешинской (зеленовато-серые песчаники и аргиллиты) и 3) шалыгинской (красноватые песчаники и конгломераты). Ковальская свита налегает несогласно на различные, в том числе на наиболее молодые свиты верхнего протерозоя Заангарья. Таким образом представления В. Т. Мордовского о соответствии упомянутых мощных толщ верхнему протерозою Заангарья были лишены основания. Карбонатную толщу ленского яруса М. А. Семихатов, в согласии с Л. Н. Репиной, расчленил на агалевскую и климинскую свиты и, опираясь на известные к тому времени находки фауны, увязал между собой все разрезы нижнего кембрия Канско-Ангарской впадины.

В 1958 г. было закончено бурение глубокой скважины в пос. Тыныс, которая ниже доломитов улюкольской свиты, по данным Б. А. Фукса и Л. П. Плотникова, прошла около 1400 *м* по соленосной толще.

Материалы, полученные в последние годы по геологии кембрия Канско-Ангарской впадины, нашли свое отражение в сводных работах В. Г. Васильева, Е. М. Каленова и других (1957) и И. П. Карасева (1959). В этих работах сделана также попытка расчленить верхнепротерозойские отложения южного и юго-западного обрамления Сибирской платформы по содержащимся в них остаткам спор на биостратиграфические зоны и ярусы.

Следует отметить, что в настоящее время, когда стала очевидной недостаточность существующих методов для корреляции разрезов позднего докембрия по спорам, предложение названных выше иркутских геологов должно быть решительно отвергнуто.

Для кембрийских отложений Канско-Ангарской впадины упомянутые исследователи считают возможным применить схему расчленения, выработанную для Иркутского амфитеатра. По вопросу о границе кембрия и докембрия в предгорьях Енисейского кряжа авторы упомянутых работ не расходятся с М. А. Жарковым, М. А. Семихатовым и другими геологами, относившими всю толщу красно- и сероцветных песчаников к алданскому ярусу. В отличие от них М. А. Цахновский (1959) попытался возродить представления о соответствии нижней части этой толщи (карагасской свиты) верхней части верхнего протерозоя Енисейского кряжа (нижнеангарской и дашкинской свитам).

М. И. Волобуев (1960) критически рассмотрел аргументы, выдвигавшиеся в пользу омоложения возраста канского и енисейского комплексов, отверг их и на основании последних определений абсолютного возраста (Жиров и др., 1960) поддержал мнение об архейском возрасте этих образований.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Центральная часть Енисейского кряжа, ограниченная на юге Ангарой, а на севере широтой 59°30′, изучена значительно лучше, чем остальная часть региона. Планомерное ее изучение было начато в 1899 г., когда Геологический комитет приступил к исследованию Енисейского золотоносного района. Эти работы, проводившиеся А. К. Мейстером, Н. Л. Ижицким и Г. А. Стальновым, составили целую эпоху в изучении геологии описываемой территории.

А. К. Мейстер за время своих полевых работ (1899—1903 гг.) составил карту масштаба 1 : 420 000 обширной территории Заангарской и Приенисейской частей Енисейского кряжа и в сводной монографии, опубликованной в 1910 г., предложил следующую схему деления древних свит.

I. Метаморфическая группа

A_1 — нижнеизвестковый отдел: a_1 — свита кристаллических сланцев и известняков, a_2 — свита филлитов, a_3 — свита глинистых сланцев (удерейская), a_4 — свита кварцитов и углистых сланцев (Сухого хребта);

A_2 — верхнеизвестковый отдел. Залегает на свите a_4 несогласно: a_5 — свита известняков и глинистых сланцев, a_6 — свита глинистых, филлитовидных и оттрелитовых сланцев, a_7 — свита известняков, доломитов и глинистых сланцев;

A_3 — доломитовая свита.

II. Нормально-осадочная группа

Залегает на породах метаморфической группы с несогласием.

A_4 — красноцветные песчаники и конгломераты, выше известняки и доломиты, отнесенные по сопоставлению со смежными районами к кембро-силуру. Это послужило основанием для отнесения метаморфической группы к докембрию.

Изложенная схема А. К. Мейстера, как мы увидим ниже, правильно отразила общую последовательность напластования пород Енисейского кряжа и легла в основу всех последующих стратиграфических построений.

Н. Л. Ижицкий (1900—1903) изучал бассейн верхнего течения Большого Пита и выделил здесь отложения пенченгинской свиты (мраморы, кварциты и слюдяные сланцы внизу, глинистые и андалузитовые сланцы вверху) и питско-горбылковской свиты (известняки, доломиты, кварциты, глинистые сланцы и красноцветные песчаники). Первую свиту он сопоставлял со свитами $a_1 — a_3$ А. К. Мейстера, а вторую — с верхнеизвестняковым отделом.

После работ 1902 г. по р. Тис Н. Л. Ижицкий (1904) дополнил свою схему свитой красноцветных песчаников, которая несогласно налегает на лежащие ниже. Материалы Н. Л. Ижицкого впоследствии обработал Г. И. Стальнов (1910—1912) и составил описание соответствующих планшетов.

В нижнем течении Большого Пита А. К. Мейстер (1903) описал аналоги верхнеизвесткового отдела и отметил наличие среди них эффузивов. Выше он выделил несогласно залегающую красноцветную свиту, аналогичную описанной Н. Л. Ижицким по р. Тис.

В 1917 г. С. В. Обручев (1929_{1-2}, 1932, 1933) совершил маршрут в нижнем течении Ангары и пришел к выводу, что в схему А. К. Мейстера должны быть внесены существенные изменения. Из верхнеизвестнякового отдела последнего С. В. Обручев выделил среднеизвестняковый отдел

и провел разделение каждого из отделов на свиты (см. табл. 1). Нижний кембрий он расчленил на три свиты: 1) быковскую (серые доломиты и красные песчаники, согласно лежащие на джурской свите); 2) Точильной горы (красные песчаники) и 3) кокуйскую (серые и красные песчаники и доломиты). К среднему кембрию была отнесена мощная карбонатная толща, разделенная на ряд пачек. По мнению С. В. Обручева, нижний кембрий Енисейского кряжа залегает на докембрии согласно.

Последовательность нижних шести свит протерозоя С. В. Обручев наблюдал в едином разрезе по р. Иркинеевой, и она подтверждается более поздними работами. Последовательность же лежащих выше свит установлена по р. Ангаре, в зоне, осложненной рядом крупных разломов. Поэтому сам Обручев допускал, что гребенская, теринская и шантарская свиты, возможно, являются фациальными аналогами. Позднее было выяснено, что не только эти, но и ряд других свит Обручева являются одновозрастными.

Е. Н. Щукина и Г. И. Петров (1936), работая на правобережье Ангары, в верховьях Татарки и Удерея, пришли к выводу, что свиты a_1 и a_2 А. К. Мейстера не представляют собой самостоятельных стратиграфических подразделений, а являются метаморфизованными аналогами ряда более молодых свит, и что в схеме С. В. Обручева одни и те же горизонты ошибочно помещены в разные свиты и даже в разные отделы. В изученном районе Е. Н. Щукина и Г. И. Петров установили сравнительно простой разрез протерозоя (см. табл. I), который в общем близок к разрезу, описанному А. К. Мейстером. Выше, по их мнению, с резким угловым несогласием залегают нижнекембрийские красные песчаники, переходящие в гематитовые песчаники.

В. А. Обручев (1939) проанализировал изложенные выше стратиграфические схемы и сопоставил их между собой (табл. 1).

Г. И. Кириченко в 1939 г. в разрезе по р. Иркинеевой подтвердил последовательность нижних шести свит С. В. Обручева, а в расчленение лежащих выше отложений внес изменения. Верхнюю часть аладьинской свиты последнего Г. И. Кириченко отнес к джурской свите, а выше нее поместил теринскую свиту.

Двумя годами позже Ю. А. Кузнецов (1941_1) подтвердил существование верхнего и среднего известняковых отделов[1] С. В. Обручева и внес ряд упрощений в их расчленение. По Ю. А. Кузнецову, свита Хамадочи не существует как самостоятельное подразделение, а свита Лантак принадлежит верхним горизонтам верхнеизвестнякового отдела. Внутри этого отдела Ю. А. Кузнецов установил иную, чем С. В. Обручев, последовательность свит (снизу); гребенская (ее верхняя часть соответствует шантарской), Манжи, джурская, ваничковская и Лантак.

А. Г. Вологдин (1944) высказался против отнесения кембрийской карбонатной толщи Сибирской платформы к нижнему отделу системы.

Изучение геологии северной части рассматриваемой территории — бассейна Большого Пита — после работ Н. Л. Ижицкого и А. К. Мейстера было продолжено лишь в 30-х годах нашего века.

Первую попытку разработать детальную схему расчленения древних свит среднего течения Большого Пита сделал в 1936 г. Н. И. Бабинцев (см. В. А. Обручев, 1939). Он выделил четыре протерозойские свиты — тунгусик, токминскую, брянкинскую и кадринскую (см. табл. 1) и лежащую на них несогласно горбилокскую формацию, сложенную переслаиванием глинистых сланцев и известняков. Горбилокская формация была отнесена к кембрию, так как в ней содержатся водоросли, похожие, по мнению П. С. Краснопеевой (1936), на формы из нижнего кембрия Хакассии.

---

[1] Ю. А. Кузнецов называет их средне- и верхнедоломитовыми формациями.

Таблица 1

Сводная таблица стратиграфии докембрия Енисейского кряжа (по В. А. Обручеву, 1939)

	Ангаро-Канская часть кряжа	Разрез по рекам Ангаре и Иркинеевой (Схема С. В. Обручева)	Южно-Енисейский район (Схема Е. Н. Щукиной и Г. И. Петрова)	Разрез по р. Большой Пит (Схема Н. И. Бабинцева)	Северно-Енисейский район	Северо-западный конец кряжа (Схема И. Г. Николаева)
Верхний протерозой		Верхнеизвестняковый отдел 6. Джурская: известняки, доломиты с водорослями, 310—375 *м* 5. Ваничковская: сланцы, доломиты, кварциты, 200—500 *м* 4. Манжи: доломиты 500 *м* 3. Шантарская: сланцы, известняки 150—200 *м* 2. Теринская: сланцы, доломиты, 200 *м* 1. Гребенская: доломиты, известняки, сланцы, 750 *м* Среднеизвестняковый отдел 6. Лантак: доломиты, известняки, сланцы, 300—500 *м* 5. Хамадочи: сланцы, песчаники, 500 *м* 4. Потоскуйская: доломиты, сланцы, 350—400 *м* 3. Аладьинская: доломиты, 150 *м*	Удоронгско-дашкинский отдел в) сланцы зеленые, красные, черные, отрелитовые, 150—200 *м* б) песчаники и песчано-глинистые сланцы разноцветные, 200—250 *м* а) сланцы серые оттрелитовые с прослоями темно-серых и черных известняков 250 *м*			Песчаники граувакковые, зеленые и темные глинистые сланцы. Тиллиты. Сланцы глинистые с кварцитовыми прослоями; темно-углистые и светло-серые кристаллические известняки. Сланцы яшмовидные, светло-зеленые и красные, туффитовые. Туфы, диабазы. Песчаники аркозовые слюдистые, переходящие в конгломераты с галькой филлитов
			Перерыв			Перерыв
			Татарско-рыбинский отдел д) сланцы глинистые и песчано-глинистые полосатые, красные и зеленые, 500 *м*	4. Кадринская свита 1,2 *км* Глинистые сланцы битуминозные 500 *м* Известняки тонкослоистые, 700 *м*		

	Ангаро-Канская часть кряжа	Разрез по реке Ангаре и Иркинеевой (Схема С. В. Обручева)	Южно-Енисейский район (Схема Е. Н. Щукиной и Г. И. Петрова)	Разрез по р. Большой Пит (Схема Н. И. Бабинцева)	Северно-Енисейский район	Северо-западный конец кряжа И. Г. (Схема И. Г. Николаева)
Нижний протерозой	Мраморы силикатовые. Кварциты полевошпатовые. Доломиты. Амфиболиты гранатовые. Гнейсы биотитовые Перерыв	2. Карточки: сланцы, известняки, доломиты, 150 *м* 1. Погорюйская: сланцы, 400 *м* Нижнеизвестняковый отдел 3. Сухого хребта: кварциты, 500 *м* 2. Хорьков: сланцы, песчаники, кварциты, 500 *м* 1. Удерейская: сланцы, 300 *м* (верхи)	г) известняки, доломиты, 200—250 *м* в) сланцы известняково-кремнистые глинистые, 150 *м* б) кварциты, песчано-глинистые сланцы темно-серые, 500—600 *м* а) сланцы глинистые и филлиты удерейские, 2000 *м*	3. Брянкинская свита 3 *км* Сланцы темно-серые, глинистые, алевритово-пелитовые, вверху также зеленые и малиновые 2. Токминская свита 2,8 *км* Известняки водорослевые, 500 *м* Известняки, зеленые эффузивы, 1300 *м* Известняки неслоистые, 1000 *м* 1. Свита Тунгусик 1,2 Глинистые и алевритовые сланцы, 600 *м* Известняки водорослевые, 600 *м*	Енашиминская свита Темно-серые и черные глинистые сланцы. Прослои алевритов и псаммитов Чиримбинская свита Песчаники, кварциты, конгломераты, глинистые сланцы. Диабазы, туфы, туффиты. Известняки водорослевые	Сланцы известково-кварцевые, хлорито-серицитовые, филлитовидные. Линзы известняков и горизонт светло-серых и брекчиевидных известняков Известняки графитовые, мраморизованные, амфиболиты Кварцитовые сланцы серые, зеленые, белые; амфиболиты
Архей	Гнейсы гранатовые. Гранулиты гиперстеновые и гранатовые. Гнейсы гиперстеновые. Чарнокиты. Нориты. Пегматитовые выпоты	Погружается глубже и не виден(?)		Погружается глубже и не виден(?)	Гнейсы и граниты биотитовые, очковые, шлировые. Гранато-биотитовые сланцы. Не доказан, но предполагается, что должен появиться	

Особняком в рассматриваемой схеме стоит пенченгинская свита, обнимающая собой кристаллические сланцы, мраморы и роговики. В отличие от Н. Л. Ижицкого, Н. И. Бабинцев не придавал этим породам самостоятельного стратиграфического значения и считал, что они произошли за счет контактового метаморфизма брянкинских сланцев. Последние Н. И. Бабинцев сопоставлял с удерейской свитой. Как мы увидим ниже, такое сопоставление подтверждается последующими исследователями, но мнение о доудерейском возрасте тунгусикской и токминской свит ошибочно, хотя оно долгое время и господствовало в литературе.

Иную точку зрения на стратиграфию древних свит р. Большой Пит высказал Н. Н. Горностаев (1937). Он разделил докембрий на две группы — нижнюю гранито-гнейсовую и несогласно налегающую на нее верхнюю в составе трех свит: 1) чиримбинской (известняки, кварциты, песчаники с вороговскими тиллитами в основании (см. ниже) и эффузивами в верхней части), 2) удерейской (глинистые сланцы) и 3) удоронгской (известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев). На этих отложениях резко несогласно залегают песчаники и известняки нижнего палеозоя.

В 1939 г. на правобережье Большого Пита в бассейне рек Чиримбы и Еруды Г. П. Болгов и А. И. Александров выявили последовательность древних свит, близкую к описанной Н. Н. Горностаевым. В основание разреза они поместили гнейсы и сопоставили их с архейским енисейским комплексом Ю. А. Кузнецова. Выше с конгломератом в основании, по мнению Г. П. Болгова и А. И. Александрова, залегает панимбинская свита темных мраморов, кристаллических сланцев и амфиболитов, соответствующая чиримбинской свите Н. Н. Горностаева, пенченгинской свите Н. Л. Ижицкого и Н. И. Бабинцева. На эту свиту также с конгломератом налегает удерейская свита, отвечающая брянкинской свите Н. И. Бабинцева, и турминская сланцево-известняковая свита, в общем соответствующая кадринской.

В 1946 г. Н. Н. Гераков и А. П. Крупенина нижнепалеозойские отложения, обнажающиеся у устья Большого Пита, расчленили на пять горизонтов. Два нижних из них (подпорожный и Белого камня), сложенные доломитами, они отнесли к среднему кембрию, а три верхних (малаховский, питский и кийский), представленные красноцветными песчаниками и алевролитами — к верхнему кембрию. В докембрийских отложениях приустьевой части Большого Пита они выделили четыре свиты (снизу вверх): 1) песчано-глинистые сланцы и известняки мощностью 450—500 *м;* 2) туфогенные песчаники и спиллиты мощностью 200 *м*; 3) глинистые сланцы с прослоями известняков мощностью 1000 *м* и 4) полосчатые и строматолитовые известняки мощностью 350 *м*. Верхнюю свиту авторы сопоставили с токминской свитой Н. И. Бабинцева, а лежащие ниже — с брянкинской (удерейской), впервые высказав правильное мнение о последовательности этих свит. Но в том же году Н. П. Вербицкая в среднем течении Большого Пита в общем повторила стратиграфическую схему Н. И. Бабинцева.

Ю. А. Кузнецов в 1944 г. (см. Кузнецов, 1946) докембрий Енисейского кряжа разделил на пять тектоно-магматических комплексов, отделенных друг от друга несогласиями. Архейские канский и енисейский комплексы развиты в Южно-Енисейском кряже. Наиболее древний протерозойский мурожно-татарский комплекс слагают свиты a_1, a_2 и частично a_3 А. К. Мейстера и тейская свита Л. А. Ячевского (см. ниже). К четвертому комплексу (средний протерозой), по Ю. А. Кузнецову, относятся удерейские сланцы, усть-ангарские известняки и, частично, породы верхнеизвестнякового отдела, а к пятому комплексу (верхний протерозой) — нижне- и верхнедоломитовые формации Ю. А. Кузнецова (1941_1)

и горбилокская свита Н. И. Бабинцева. Названные комплексы, по мнению Ю. А. Кузнецова, отделяются друг от друга этапами складчатости и внедрением интрузий.

Г. И. Кириченко в 1947 г. для юго-восточной части Енисейского кряжа разработал новую схему расчленения древних свит, отличную от предлагавшихся ранее. Нижнюю часть разреза от удерейской свиты до джурской он расчленил в согласии со своими данными 1939 г. и лишь свиты Хорьков и Сухого хребта рассматривал в качестве подсвит погорюйской свиты. На джурской свите, по данным Г. И. Кириченко, согласно залегают свиты: 1) шунтарская — черные глинистые сланцы с прослоями известняков и доломитов, мощность 1000 *м;* 2) Серого ключа — тонкослоистые известняки и доломиты, мощность 800 *м*; 3) ваничковская — глинистые сланцы с прослоями песчаников и доломитов, мощность 1000 *м* и 4) Лантак — доломиты, мощность 800 *м*.

Эти отложения Г. И. Кириченко объединил в приангарский комплекс. Прочие свиты верхнего протерозоя, выделенные С. В. Обручевым, Г. И. Кириченко исключил из своей схемы, так как они, по его мнению, ошибочно признаны самостоятельными и на самом деле являются аналогами перечисленных выше свит. Исправив таким образом схему С. В. Обручева, Г. И. Кириченко сам не избежал аналогичной ошибки и в бассейне Каменки выделил каменский комплекс в составе трех свит — красногорской (пестрые сланцы, песчаники и известняки мощностью 1000 *м*), кардаканской (известняки вверху с прослоями глинистых сланцев мощностью 1300 *м*) и усть-удерейской (тонкослоистые известняки мощностью 1000 *м*) — и поместил его выше приангарского.

В 1947 г. юго-восточная часть Енисейского кряжа была покрыта миллионной геологической съемкой (О. П. Горяинова, Э. А. Фалькова и др.). Авторы подтвердили только что изложенную схему расчленения приангарского комплекса и пришли к выводу, что каменский комплекс является аналогом верхней части приангарского.

В 1947 г. Г. И. Кириченко и Б. Н. Горбунов совершили маршрут в среднем и нижнем течении Большого Пита и в соответствии со взглядами Ю. А. Кузнецова (1946) разделили развитый здесь докембрий на три несогласно залегающих отдела. К нижнему протерозою были отнесены филлиты сухопитской свиты, которые ранее параллелизовались с брянкинской свитой верхнего протерозоя. К среднему протерозою был отнесен бурмакинский комплекс в составе трех свит: 1) тунгусик (глинистые сланцы, известняки и доломиты); 2) заостровской (водорослевые известняки, туфы, туфопесчаники и эффузивы); 3) бурмакинской (полосчатые глинистые сланцы, известняки и туфопесчаники). К верхнему протерозою Г. И. Кириченко и Б. Н. Горбунов отнесли питский и каменский комплексы. В первый они включили токминскую и брянкинскую, а во второй — кадринскую свиты Н. И. Бабинцева. Доломиты, описанные Н. Н. Гераковым под названием подпорожного и Белого Камня, Г. И. Кириченко и Б. Н. Горбунов назвали глубокинской, а лежащие выше песчаники — красноутесной свитой и по сопоставлениям отнесли эти свиты к верхнему кембрию и нижнему силуру.

Б. Н. Горбунов в 1948 г. на основании геологической съемки подтвердил залегание сухопитской свиты ниже свиты тунгусик, а верхнюю часть брянкинской выделил в погорюйскую свиту. Это окончательно доказало правильность сопоставления брянкинской свиты с удерейской, и эти названия стали синонимами.

В 1946 г. в верховьях р. Дашки (правый приток Ангары) В. И. Медведковым (1947) было открыто месторождение гематитовых осадочных руд (Усовское или Нижнеангарское). После этого открытия изучение Енисейского кряжа пошло гораздо более быстрыми темпами. Начиная с 1947 г. Красноярское геологическое управление проводит здесь кондиционно-

ционные геологические съемки, а ряд научно-исследовательских организаций — тематические исследования.

Первые геологические съемки в районе вновь открытых месторождений в 1948—1949 гг. проводили Ф. Я. Пан и А. К. Рублев. В нижней части разреза названные геологи, как и их предшественники, выделили свиты: удерейскую, погорюйскую, карточки и аладьинскую, откартировали их на обширных площадях и пришли к выводу, что последняя к северу от Ангары быстро исчезает из разреза. А. К. Рублев и Ф. Я. Пан допускали, что это объясняется фациальными изменениями аладьинской свиты. Ф. Я. Пан и А. К. Рублев резко критиковали представления Г. И. Кириченко о существовании самостоятельного каменского комплекса и верхнюю, послеаладьинскую часть докембрия юго-восточной части Енисейского кряжа расчленили следующим образом (снизу вверх).

1. Потоскуйская свита — темные глинистые сланцы с несколькими (3—4) горизонтами известняков. Мощность 1000 *м*.

2. Киргитейская свита — черные и пестрые песчано-глинистые, нередко оттрелитовые сланцы с прослоями известняков и иногда песчаников. Мощность до 1000 *м*.

3. Нижнеангарская свита[1] — глинистые сланцы и песчаники с пластами гематитовых руд в нижней части. Мощность 500 *м*.

4. Дашкинская свита — серые известняки с прослоями глинистых сланцев. Мощность 700 *м*.

Выше с несогласием залегают красноцветные песчаники, а затем доломиты нижнего кембрия. В последних по р. Удоронге А. К. Рублев нашел остатки трилобита.

Несколько ранее А. Г. Вологдин (1947) опубликовал весьма сложный разрез рудоносного комплекса, бездоказательно отнес его к средней части нижнего кембрия и параллелизовал с соленосными слоями Канско-Ангарской впадины. Убедительную критику этих представлений А. Г. Вологдина дали Н. Х. Белоус и Ю. А. Кузнецов (1947). Они привели детальные разрезы рудоносной свиты и в районе Нижнеангарского (Усовского) месторождения описали последовательность пород, близкую к установленной Ф. Я. Паном и А. К. Рублевым.

Г. И. Кириченко (1948) подтвердил свою стратиграфическую схему 1947 г. и параллелизовал рудоносную свиту района месторождений с красногорской свитой каменского комплекса и выделенной им тырынской известняково-сланцевой свитой верховьев Большого Пита.

В 1948 г. сотрудники Эвенкейской экспедиции ВАГТ (О. П. Горяинова, Э. А. Фалькова и др.) провели геологическую съемку осевой зоны Енисейского кряжа в бассейне Татарки, Большой и Малой Мурожной и выделили отложения свит подголечной, гольцовой, удерейской, Сухого хребта, татарской и моранихи, соответствующих свитам от a_1 до a_6 А. К. Мейстера.

Т. В. Молчанова (1948) описала в верховьях Каменки филлиты удерейской свиты, кварциты и кварцево-глинистые сланцы свиты Сухого хребта и карбонатные породы верхнеизвестнякового отдела.

Г. И. Кириченко в 1951 г. в одной из обзорных работ по геологии Енисейского кряжа по-прежнему принимал трехчленное деление Енисейского докембрия. К нижнему протерозою он отнес сухопитскую свиту и кварциты Сухого хребта. В среднем протерозое Г. И. Кириченко выделил два одновозрастных комплекса: осадочный ангаро-питский, развитый в центральной части кряжа (свиты Тунгусик, токминская и усть-ангарская) и вулканогенно-осадочный бурмакинский, распространенный по западной окраине кряжа. К последнему он отнес свиты бурмакин-

[1] А. К. Рублев считал, что нижнеангарская свита залегает на подстилающих согласно, а Ф. Я. Пан приводил доводы в пользу углового несогласия между ними.

скую, заостровскую (см. выше) и палатинскую (известняки и доломиты с прослоями и пачками глинистых и оттрелитовых сланцев). К верхнему протерозою Г. И. Кириченко отнес отложения приангарского комплекса (свиты от удерейской до Лантак) и признал, что каменский комплекс соответствует ему по возрасту.

Л. Н. Репина в 1952 г. (Григорьев и Репина, 1956) кембрийскую карбонатную толщу Нижнего Приангарья расчленила на три свиты — климинскую (чередующиеся известняки и доломиты), агалевскую (песчанистые известняки, доломиты и песчаники) и заледеевскую (известняки и песчаники) и, благодаря новым находкам фауны, доказала принадлежность первых двух к ленскому ярусу, а заледеевской свиты — к среднему кембрию.

Эти данные позволили Н. В. Покровской (1954) распространить свою схему деления кембрия на Нижнее Приангарье.

Б. Н. Горбунов в 1952 г. на основании геологической съемки в верховьях Большого Пита и Горбилка уточнил стратиграфическую схему Ф. Я. Пана — А. К. Рублева и распространил ее на новые территории. В основании разреза Б. Н. Горбунов описал отложения горбилокской свиты, которая отвечает удерейской свите Ф. Я. Пана и обнимает более древние глинисто-хлоритовые сланцы, не обнаженные в Приангарье. Значительное место в работе Б. Н. Горбунова уделено критическому разбору стратиграфических построений предыдущих исследователей, что позволило ему увязать между собой все разрезы докембрия юго-восточной части Енисейского кряжа. Б. Н. Горбунов отказался от трехчленного деления протерозоя и впервые пришел к выводу об одновозрастности западного и восточного разрезов докембрия, вскрытых р. Большой Пит. Сухопитскую свиту он сопоставил с удерейской (горбилокской в его понимании) и погорюйской свитами, тунгусикскую — с потоскуйской и киргитейской, а токминскую — с дашкинской. Свиты карточки, аладьинская и нижнеангарская в нижнем течении Большого Пита, по мнению Б. Н. Горбунова, отсутствуют. Эти сопоставления и послеудерейский возраст тунгусикской и токминской свит подтвердила В. А. Лоот.

Ю. А. Кузнецов (1952) изменил свой взгляд на расчленение докембрия Енисейского кряжа и, опираясь на собственные исследования и данные А. В. Третьякова (1951), предложил новую схему его расчленения. Последовательность свит верхней части разреза по этой схеме резко отличается от последовательности, установленной к тому времени другими исследователями, и не была подтверждена последующими работами.

В 1951—1953 гг. сотрудники Красноярского геологического управления (А. В. Лесгафт, Ю. А. Озерский, Е. В. Покровский и др.) продолжали геологическую съемку в междуречье Ангары и Большого Пита и в бассейне последнего. В ходе этих работ были сопоставлены между собой разрезы докембрия верховьев Большого Пита и Приангарья и было выявлено, что ниже удерейской свиты, согласно с нею, залегает свита кристаллических сланцев, мраморов и подчиненных им амфиболитов, в общем соответствующая свите a_1 А. К. Мейстера; ее, вслед за Н. И. Бабинцевым, назвали пенченгинской. Было также выявлено, что конгломераты, залегающие местами в верхней части пенченгинской свиты и иногда принимавшиеся за базальные образования удерейской свиты, являются внутриформационными.

Б. Н. Горбунов в 1955 г. вновь детально разобрал стратиграфические схемы различных исследователей, предлагавшиеся для разных участков Енисейского кряжа, и пришел к выводу, что все они могут быть приведены к схеме геологов Красноярского геологического управления. Многообразие же предлагавшихся стратиграфических схем, по его мнению, объясняется недоучетом фациальных изменений. В силу последних в бассейне

Большого Пита и Горбилка, по наблюдениям Б. Н. Горбунова, в большей или меньшей степени выпадают толщи карбонатных пород, которые в приангарских разрезах, благодаря увеличению мощности, приобретают значение самостоятельных свит. В бассейне Горбилка, по материалам Горбунова, значительно сокращена мощность свиты карточки и совершенно отсутствует аладьинская свита, столь характерная для разрезов Приангарья; отсутствуют и, очевидно, низведены до роли заурядных пачек свиты — джурская и Серого ключа. В нижнем же течении Большого Пита отсутствует не только аладьинская, но и свита карточки — важнейший маркирующий горизонт докембрия Енисейского кряжа. Это обстоятельство, а также появление на западе эффузивов и породило, по мнению Горбунова, представление о разновозрастности докембрийских комплексов, вскрытых на востоке и на западе Енисейского кряжа.

Одновременно с рассмотренными работами Красноярское геологическое управление проводило геологические съемки на правобережье Большого Пита, в области преимущественного распространения гранитов и глубоко метаморфизованных пород (Ю. Н. Елхов, А. Х. Иванов, Н. Я. Герасимов, М. И. Лейбович и др.). Эти исследования подтвердили стратиграфическую самостоятельность пенченгинской свиты и согласное налегание на ней удерейской свиты.

В 1951—1955 гг. геологи Северной экспедиции: О. А. Глико (1957), Б. И. Вовк, В. И. Герасименко, Н. Я. Несмих и другие докембрий Енисейского кряжа расчленили на девять свит, объединив их в четыре комплекса — чиримбинский, сухопитский, тунгусик и усть-ангарский. Нижний из них в составе двух свит — нижнечиримбинской (гнейсы) и верхнечиримбинской (мраморы и кристаллические сланцы) — соответствует чиримбинской свите Н. Н. Горностава, свитам a_1 и a_2 А. К. Мейстера (1910), канскому, енисейскому и низам мурожно-татарского комплексов Ю. А. Кузнецова (1941) и пенченгинской свите Б. Н. Горбунова. В сухопитский комплекс были включены свиты горбилокская, удерейская и Сухого хребта (погорюйская). Комплекс тунгусик на западном склоне кряжа обнимает одноименную свиту, а на восточном — свиты карточки, аладьинскую, потоскуйскую и киргитейскую Ф. Я. Пана, Б. Н. Горбунова и других и все свиты от карточки до ваничковской Г. И. Кириченко. В усть-ангарский комплекс включены нижнеангарская, дашкинская, токминская, усть-ангарская и вороговская свиты. Выше на севере Енисейского кряжа был выделен уволжский комплекс (см. ниже).

Нижнепалеозойские отложения на правобережье Енисея О. А. Глико и его соавторы расчленили на нижний силур (красные песчаники и конгломераты) и верхний кембрий (доломиты и подстилающие их серые и желтые песчаники).

Г. И. Кириченко (1955) также пришел к выводу об одновозрастности западного и восточного разрезов, вскрытых р. Большой Пит. Слагающие их отложения он по-прежнему описывал в составе различных фациальных комплексов — питского и бурмакинского, расчленение которых проводил в согласии со своей схемой 1951 г. Ссылаясь на данные Г. П. Болгова и А. И. Александрова, Я. Д. Шенкмана и Н. М. Смирновой, О. П. Горяиновой и других, Г. И. Кириченко отстаивал существование несогласия между удерейской свитой и лежащими ниже отложениями. Схему деления верхнего протерозоя юго-восточной части кряжа Г. И. Кириченко (1955, 1956_1) дополнил дадыктинской свитой (глинистые сланцы и алевролиты внизу и строматолитовые доломиты вверху), залегающей согласно на свите Серого ключа, и в свете новых данных дал таблицу сопоставления схем деления верхнего протерозоя различных районов кряжа. Нижний кембрий в Приангарье Г. И. Кириченко разделял на карбонатную толщу вверху и терригенную красноцветную внизу, в основании которой у скалы Гребень выделил сероцветную пачку.

Ценные данные о строении докембрия Енисейского кряжа получил Г. И. Кириченко в 1955 г., совершив маршрут по р. Горбилок и далее по р. Большой Пит до его устья (Кириченко, 1956_3, 1958_3 и др.). Он пришел к выводу, что схема расчленения докембрия, разработанная им в юго-восточной части Енисейского кряжа, может быть применена и в центральной части кряжа, в области развития свит токминской и тунгусик. Эти свиты Г. И. Кириченко расчленил на свиты красногорскую, джурскую и шунтарскую, а токминскую сопоставил с дашкинской свитой (свитой Лантак). Во всех изученных им разрезах Г. И. Кириченко в основании удерейской свиты выделил зеленовато-серые глинисто-хлоритовые сланцы горбилокской свиты, а также установил, что свита карточки развита не только в восточной части кряжа, как считалось ранее, но присутствует и на его западном склоне. Таким образом, впервые была предложена единая схема расчленения докембрия верхнего и среднего течения Большого Пита и Нижнего Приангарья. Выделяющиеся здесь свиты Г. И. Кириченко сгруппировал в пять серий [1] (табл. 2). Развитые в нижнем течении Большого Пита вулканогенно-осадочные отложения Г. И. Кириченко описал под новым названием глушихинского комплекса и расчленил на семь новых свит, которые были сопоставлены со свитами эталонного разреза (табл. 3). В кровлю верхнего протерозоя кряжа Г. И. Кириченко поместил чингасанскую серию (см. ниже). Г. И. Кириченко пересмотрел также возраст глубокинской и красноутесной свит. Первую из них он отнес к нижнему, а вторую, несмотря на ее тесную связь с глубокинской,— к верхнему кембрию и описал под названием эвенкийской свиты.

Большое значение для изучения геологии Енисейского кряжа имело состоявшееся в 1956 г. Междуведомственное совещание по унификации стратиграфических схем Сибири. Значительное место в его работе занял вопрос о стратиграфическом подразделении верхней части протерозоя. Подавляющее большинство участников Совещания сошлось во мнении о необходимости выделения ниже фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия самостоятельного крупного стратиграфического подразделения, занимающего как бы промежуточное положение между сильно метаморфизованным ранним докембрием и почти неизмененным палеозоем древних платформ. Но по вопросу о ранге и наименовании этого подразделения мнения исследователей разошлись как на самом Совещании, так и при утверждении его решений на Межведомственном стратиграфическом комитете. В результате большинством голосов было решено этот комплекс именовать синийским и помещать его между протерозоем и палеозоем.

Геологии описываемой территории на Совещании касалось четыре доклада. Г. И. Кириченко ($1958_{1, 3}$) в одном из них привел только что изложенные данные по стратиграфии синийского комплекса, а в другом — рассмотрел взаимоотношения докембрия и кембрия на кряже и подчеркнул, что они везде разделены несогласием.

А. В. Лесгафт (1958) изложил схему расчленения докембрия кряжа, принятую Красноярским геологическим управлением и показал, что схемы Г. И. Кириченко (1955—1958) и Северной экспедиции (Глико, 1957) от нее принципиально не отличаются.

С резко отличной схемой выступил А. Г. Вологдин (1958). По его мнению, для восточной части кряжа может быть принята с небольшими изменениями схема С. В. Обручева ($1929_{1, 2}$). Выше джурской свиты последнего, по А. Г. Вологдину, согласно залегает киргитейская (нижнеангарская) свита, отнесенная к нижнему кембрию на том основании, что именно в ней, по его мнению, у сел. Бык были найдены остатки

[1] Названия некоторых серий, предложенные Г. И. Кириченко, были изменены Междуведомственным совещанием по унификации стратиграфических схем Сибири (1956).

Таблица 2

Рабочая стратиграфическая схема докембрия Енисейского кряжа и Туруханского поднятия (принята в 1956 г.)

Енисейский кряж					Туруханское поднятие
Группа	Серия	Свита	Подсвита *	Литологическая характеристика пород	Свита
Синийский комплекс	Чингасанская (уволжская)	Подлежит расчленению		Сланцы глинистые, алевролиты, песчаники, конгломераты, известняки, мергели, тиллиты?	
	Ослянская	дашкинская (Лантак)		Известняки и доломиты, частью водорослевые. Мощность 3500—4000 *м*	дурномыская
		нижнеангарская		Серые, темно-серые и черные глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников. Местами последние преобладают над сланцами. В низах местами красноцветные алевролиты. Гематитовые руды. Мощность 600 *м*	речкинская, туруханская, и монастырская
	Тунгусикская	киргитейская	дадыктинская **	Глинистые сланцы серые и темно-серые, с прослоями и линзами алевролитов и песчаников, в верхней четверти водорослевые доломиты. Мощность 400 *м*	надковрижная
			Серого ключа	Известняки, доломитизированные известняки, в верхней части водорослевые. Мощность 650 *м*	ковржки
			шунтарская	Сланцы глинистые, серые, темно-серые и угольно-черные, известковистые, с прослоями и пачками известняков, частью с водорослями. Мощность 600 *м*	буровой
		потоскуйская	джурская	Известняки, доломиты в большей части водорослевые, подчиненные пачки глинистых сланцев. Магнезиты. Мощность 400 *м*	деревнинская
			красногорская	Сланцы, местами песчаники с гематитовыми разностями, известняки. Мощность 200—600 *м*	сухотунгусинская (верхняя подсвита)

* Подсвиты имеют местное значение и не обязательно выделяются на картах мелкого масштаба.

** В верхней части дадыктинской подсвиты над водорослевыми известняками местами лежит толща сланцев.

Таблица 2 (окончание)

Енисейский кряж					Туруханское поднятие
Группа	Серия	Свита	Подсвита *	Литологическая характеристика пород	Свита
Синийский комплекс	Сухопитская	аладьинская		Доломиты, обычно магнезитоносные. Мощность 200—600 *м*	сухотунгусинская (нижняя подсвита)
		карточки		Зеленовато-серые, лиловые и бурые глинистые известняки. Мощность 300—400 *м*	линок
		погорюйская		Глинистые сланцы, алевролиты, кварцитовидные песчаники. Мощность 1400 *м*	безымянская
		удерейская		Глинистые сланцы, местами превращенные в филлиты. Мощность 1500 *м*	игарская
		горбилокская		Зеленые хлоритовые филлитовидные сланцы, обычно с магнетитом, прослои и пачки известняков. Мощность 1300—1500 *м*	
Протерозой	Тейская	пенченгинская		Кристаллические сланцы, мраморизованные известняки и доломиты, подчиненные гнейсы, амфиболовые сланцы, амфиболиты. Мощность 1000—1200 *м*	
		хребта Карпинского		Гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы, мраморы, кварциты гнейсо-кварциты, амфиболиты. Мощность 1000 *м*	
Архей				Гранатовые и гиперстеновые гнейсы и гранулиты и пироксено-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Чарнокиты	

археоциат (Вологдин, 1956). Необходимо отметить, что стратиграфическая схема А. Г. Вологдина (1958) противоречит всем имеющимся ныне данным, а подкрепляющих ее фактов в рассматриваемых работах нет.

В результате работ Совещания была принята рабочая стратиграфическая схема докембрия Енисейского кряжа (см. табл. 2) и схема расчленения западных вулканогенно-осадочных разрезов докембрия (см табл. 3). Кембрий был разделен лишь на две свиты — терригенную красноцветную внизу (алданский ярус) и карбонатную вверху (ленский ярус).

Начиная с 1956 г. Красноярское геологическое управление перешло от съемки наиболее перспективных участков к полистной государственной

Таблица 3

Схема сопоставления разреза глушихинского осадочно-вулканогенного комплекса и основного разреза рифейских (синийских) отложений Енисейского кряжа (принята в 1956 г.)

Возраст	Серия	Свита	Осадочно-вулканогенный комплекс Западно-Енисейской подзоны Енисейского кряжа (глушихинский)
Синий	Чингасанская	отложения, подлежащие расчленению	Гремихинская свита Sn_{gr}. Глинистые, алеврито-глинистые сланцы, пестроцветные известняки и мергели, алевролиты, песчаники, известняки водорослевые. Мощность 1300 *м*
	Ослянская	дашкинская (Лантак)	
		нижнеангарская (ваничковская)	
	Тунгусикская	дадыктинская	Орловская свита Sn_{or}. Известняки, сланцы, песчаники, туфопесчаники, туфы и туфолавы основных пород, известняки водорослевые. Мощность 1000 *м*
		Серого ключа	Бурмакинская свита Sn_{br} глины и алеврито-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, редкие пачки известняков. Мощность 750 *м*
		шунтарская	
		джурская	Крутошиверская свита Sn_{kt}. Глинистые сланцы с прослоями алевролитов, известняков и туфопесчаников. Мощность 1000 *м*
		красногорская	
	Сухопитская	аладьинская	Сосновская свита Sn_{sn}. Доломиты, известняки с прослоями конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, туфов, порфиров и порфиритов. Мощность 350 *м*
		карточки	
		погорюйская	Конкинская свита Sn_{kn}. Алевритово-глинистые сланцы, ленточно-полосчатые песчаники, гравелиты, прослои известняковых песчаников. Мощность 450 *м*
		удерейская	Пемская свита Sn_{pm}. Глинистые сланцы филлитизированные, филлиты с прослоями алевролитов и песчаников, туфолавы порфиров. Мощность более 800 *м*
		горбилокская	

геологической съемке Енисейского кряжа. В верховьях Большого Пита и Горбилка эти работы проводили Ю. Н. Елхов и Т. И. Киселев. Между потоскуйской и киргитейской свитами эти геологи выделили свиту черных полосчатых песчано-глинистых сланцев и известняков мощностью 600 *м*, которая, по их мнению, является аналогом шунтарской свиты Ангары и описана под этим названием. В нижней части удерейской свиты Ю. Н. Елхов и Т. Н. Киселев выделили и откартировали горбилокскую свиту и впервые для бассейна Большого Пита описали аладьинскую свиту.

В среднем течении Большого Пита в 1958—1959 гг. геологическую съемку проводил Е. В. Покровский. Он возражал против выделения горбилокской свиты, подчеркнул согласное залегание удерейской свиты на пенченгинской и, вслед за Ю. Н. Елховым, выделил шунтарскую свиту между потоскуйской и киргитейской. Последнюю Е. В. Покровский расчленил на три толщи: 1) уарских алевритово-глинистых сланцев и алевролитов мощностью 400—800 *м;* 2) токминских известняков мощностью

700—900 *м;* 3) сухопитских кварцитовидных песчаников мощностью 700 *м*. Выше Е. В. Покровский, согласно своим более ранним представлениям (см. ниже), выделил нойбинскую свиту. Таким образом, Е. В. Покровский впервые высказался против ставших уже традиционными сопоставлений токминских и дашкинских известняков и мнения о несогласии в основании первых.

Ю. А. Озерский на основании геологосъемочных работ в низовьях Большого Пита пришел к выводу, что развитые здесь вулканогенно-осадочные отложения хорошо укладываются в стратиграфическую схему, принятую Красноярским геологическим управлением для докембрия Енисейского кряжа, и поэтому нет необходимости выделять здесь свои особые свиты, как это делал Г. И. Кириченко. Правда, в первый год своих исследований Ю. А. Озерский в кровле разреза выделял сланцево-известняковую орловскую свиту, которую сопоставлял с токминской, но позднее эти породы он отнес к средней части киргитейской свиты. В основании вскрытого в его районе разреза Ю. А. Озерский выделил горбилокскую свиту и особенно подчеркивал ее региональную выдержанность. Глубокинскую свиту Х. А. Озерский отнес к нижнему, а красноутесную — к верхнему кембрию.

И. В. Воробьев в 1958 г. те же отложения описал под названием кийской и осиновской свит и по сопоставлениям с более северными районами, вопреки укоренившемуся мнению, отнес их к нижнему кембрию. К тому же выводу пришел М. А. Семихатов (1959_2, 1960_2), изучавший эти свиты на севере Енисейского кряжа и по Большому Питу. И. В. Воробьев в 1959 г. те же отложения сравнил не с нижним кембрием северной части кряжа, а с девоном смежных районов и, найдя сходство между ними, описал кийскую и осиновскую свиты как девонские.

Г. И. Кириченко в 1958 г. описал разрез синийских отложений в низовьях р. Чиримбы и особенно подчеркнул самостоятельность горбилокской свиты. С. Г. Петров и С. А. Решетова, кроме того, в 1959 г. привели данные о том, что конгломераты, залегающие в верхней части пенченгинской свиты, являются внутриформационными.

М. А. Семихатов (1960_1) присоединился к выводу Ю. Н. Елхова о наличии аладьинской свиты в верховьях Большого Пита, выделил ее в среднем течении этой реки и пришел к выводу о согласном залегании на ней красногорской свиты. В другой работе М. А. Семихатов (1960_2) показал, что вулканогенные образования, появляющиеся в рифее в приустьевой части Большого Пита, не нарушают общей последовательности напластования пород и что эта последовательность в целом остается близкой к их последовательности в восточной части Енисейского кряжа. По М. А. Семихатову, в вулканогенно-осадочных отложениях низовьев Большого Пита (глушихинский комплекс) нет необходимости выделять особые свиты, как это делает Г. И. Кириченко (1956_3, 1958_3 и др.), и развитые здесь отложения хорошо укладываются в стратиграфическую схему, предложенную последним для рифейских отложений восточной части кряжа. В области развития глушихинского комплекса М. А. Семихатов выделил отложения следующих свит: погорюйской, карточки, красногорской, джурской, шунтарской и Серого ключа.

Одновременно с рассмотренными работами, проведенными в бассейне Большого Пита, продолжалось интенсивное изучение древних свит и в Приангарье. Л. М. Плотников и Г. Н. Талова в 1956—1958 гг. изучали их в бассейне Каменки и доказали здесь возможность геологического картирования свит, выделенных Г. И. Кириченко, Л. М. Плотников (1958_2, 1959) пришел к выводу, что кембрийские отложения в пределах юго-восточной окраины Енисейского кряжа залегают на докембрии без углового несогласия и привел новые данные о распространении рудоносной фации нижнеангарской свиты.

Ю. А. Алюшинский и другие (1957) сообщили о находках спор в верхнем протерозое Енисейского кряжа.

М. Н. Благовещенская (1958) описала разрез верхнего протерозоя крайнего юго-востока Енисейского кряжа и вслед за Т. И. Сахаровой и Е. М. Рудичем сделала попытку расчленить терригенную толщу нижнего кембрия. В ней она выделила (снизу) сероцветную брусскую свиту и две красноцветные свиты: маньзинскую (алевролиты и аргиллиты) и Точильной горы (песчаники и алевролиты). Соотношений этих свит в едином разрезе не наблюдается, и все они развиты в разных районах.

М. А. Семихатов (1957, 1959_1) предложил новую схему расчленения кембрия Нижнего Приангарья, которая была рассмотрена в первом разделе настоящей главы. Полученные данные показали, что перечисленные выше свиты М. Н. Благовещенской в значительной мере являются не возрастными, а фациальными подразделениями.

В 1957—1958 гг. В. Л. Фишер и В. С. Скундин провели геологическую съемку крайнего юго-востока Енисейского кряжа. Докембрий они расчленили согласно схеме Г. И. Кириченко, подтвердили схему деления нижнего кембрия, предложенную М. А. Семихатовым (1957), и провели более дробное расчленение агалевской свиты.

В 1958 г. были начаты детальные геологические съемки южной части Ангаро-Питского бассейна. Согласно решению Совещания Нижне-Ангарской экспедиции, стратиграфическая схема, принимавшаяся КГУ ранее, для этих съемок была существенно детализирована. Было решено выделять две подсвиты в потоскуйской свите — красногорскую и джурскую,— самостоятельную шунтарскую свиту и четыре подсвиты в киргитейской свите, из которых нижняя в общем отвечает свите Серого ключа, а три лежащие выше охватывают дадыктинскую свиту.

С. Г. Петров (1960) поддержал мнение Б. Н. Горбунова, А. В. Лесгафта, Г. И. Кириченко и Ю. А. Озерского о региональной выдержанности горбилокской свиты и описал ее разрезы в центральной части Енисейского кряжа.

Г. И. Кириченко (1960) высказался в пользу того, что на севере кряжа тейская и сухопитская серия «образовались в процессе единого цикла седиментации» и даже допускал мысль, что горбилокская свита может быть менее метаморфизованным аналогом свиты хр. Карпинского и пенченгинской. В связи с этим Кириченко поставил вопрос о правильности проведения границы синия (рифея) и протерозоя между тейской и сухопитской сериями. Против проведения упомянутой границы в основании сухопитской серии высказывались и другие геологи, исходя из местных особенностей разреза Енисейского кряжа. О. А. Глико (1957) и Совещание Ангарской экспедиции (1959 г.) эту границу проводили в основании тунгусикской серии, а Н. А. Сагитов (1959, 1960_{1-2}) — в основании аладьинской свиты. По мнению Н. А. Сагитова, эта свита залегает на различных горизонтах свиты карточки несогласно, с конгломератом в основании, причем доаладьинские отложения метаморфизованы и дислоцированы сильнее, чем аладьинская свита и лежащие выше толщи. К протерозою на Енисейском кряже, как полагает Сагитов, относится четыре свиты — пенченгинская, горбилокская, удерейская в составе трех подсвит (нижняя подсвита отвечает удерейской свите в понимании предыдущих исследователей, а верхние две соответствуют погорюйской свите) и карточки. К синию (рифею) Сагитов отнес семь свит — аладьинскую, потоскуйскую, шунтарскую, токминскую, киргитейскую, нижнеангарскую и дашкинскую — и каждую из них, кроме аладьинской, подразделил на две подсвиты. Перечисленные свиты Сагитов прослеживает не только в восточной и центральной частях Енисейского кряжа, но и в его западной зоне, в области развития глушихинского вулканогенно-осадочного комплекса.

М. А. Семихатов (1960$_3$; Келлер и др., 1960) на основании анализа вертикального распределения строматолитов и первых определений абсолютного возраста по-новому сопоставил разрез Енисейского кряжа со стратотипическим разрезом рифейской группы, что позволило отнести к рифею не только сухопитскую, тунгусикскую и ослянскую, но и тейскую серию.

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Северная часть Енисейского кряжа — так называемая Северная тайга — относится к наименее изученным районам кряжа. Первая попытка создать стратиграфическую схему древних свит этого района принадлежит Л. А. Ячевскому (1894). Продолжая исследования, Л. А. Ячевский (1903 и др.) уточнил эту схему и представил ее в следующем виде (снизу вверх).

1. Гранито-гнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы.
2. Тейская свита, залегающая несогласно на гранито-гнейсах:

а) слюдяные сланцы, б) известняки, в) филлиты.

3. Енашиминская свита, отделенная несогласием от тейской — глинистые сланцы с прослоями кварцитов.
4. Силур, залегающий резко несогласно на свитах 1—3:

а) серые, выше красные песчаники и конгломераты, б) известняки пестроцветные, в) песчаники и известняки с фауной силура на р. Подкаменной Тунгуске.

В. А. Обручев (1915) сравнил стратиграфическую схему Л. А. Ячевского с изложенной ранее схемой А. К. Мейстера и пришел к выводу, что гранито-гнейсовая и тейская свиты представляют собой различно метаморфизованные части одной свиты. Позднее Н. С. Пенн (1921) не только поддержал этот вывод, но и высказал мнение, что все три свиты Л. А. Ячевского представляют собой различно метаморфизованные части единой известняково-сланцевой свиты.

Крупный вклад в изучение стратиграфии древних свит северной части Енисейского кряжа внес И. Г. Николаев (1924, 1925, 1929, 1930), охвативший своими исследованиями центральную и западную части Северной тайги. Он выделил нормально-осадочные кембро-силурийские отложения и докембрийские кристаллически-сланцевые метаморфические образования. Последние И. Г. Николаев расчленил на два отдела, разделенные несогласием (см. табл. 1). Нижний из них (известково-кварцевые, кварцитовые и амфиболовые сланцы, часто превращенные в гнейсы, выше мраморы и затем филлиты) отвечает гранито-гнейсовой и тейской свитам Л. А. Ячевского, а верхний — (аркозовые песчаники, лежащие выше глинистые сланцы с прослоями туфов и эффузивов и известняки) соответствует его енашиминской свите.

На правобережье Енисея рассмотренные породы, по данным И. Г. Николаева, несогласно перекрываются кембро-силурийской вороговской формацией, в которой выделяются (снизу вверх): 1) зеленовато-серые граувакковые песчаники с серыми и красными конгломератами в основании. Мощность 1000 *м;* 2) серые известняки и доломиты. Мощность 800 *м*; 3) буро-красные и кремовые известняки. Мощность 600 *м*; 4) те же породы, переслаивающиеся с красными песчаниками и мергелями, мощность 550 *м*.

На востоке, в бассейне Чапы и в верховьях Вороговки, разрез кембрия, по И. Г. Николаеву, иной. Нижний кембрий: зеленые граувакковые песчаники с прослоями глинистых сланцев и доломитов, мощность 300 *м*; красноцветные аркозовые и кварцевые песчаники, мощность 1200 *м*. Средний кембрий: серые и розовые мергели, выше белые известняки, мощность 500 *м*. Верхний кембрий: красные известковистые конгломераты, сланцы и пестрые мергели, мощность 200 *м*.

В верховьях р. Вороговки И. Г. Николаев (1930) описал своеобразные грубообломочные отложения, состоящие из различных по форме и размеру галек и глыб осадочных и кристаллических пород, погруженных в глинисто-известковистую массу. Он пришел к выводу, что эти отложения являются тиллитами и что они фациально связаны с граувакками нижнего кембрия.

Н. С. Шатский (1932) высказал предположение, что вороговские «тиллиты» представляют собой пролювиальные накопления. Годом позже А. Н. Чураков (1933), пересмотрев материалы И. Г. Николаева, утверждал, что И. Г. Николаев неправильно истолковал взаимоотношения выделенных им свит. В результате такого пересмотра А. Н. Чураков пришел к двухчленному делению отложений, залегающих между кристаллическими сланцами и кембрием — известняки внизу и граувакки и глинистые сланцы вверху. Известняки он отнес к енисейской, а граувакки и сланцы к кутень-булукской свите. Эти две свиты, по его мнению, развиты во всей юго-западной Сибири. Не приводя новых доказательств, А. Н. Чураков (1933, 1938, 1940 и др.) горячо поддержал мнение о ледниковом происхождении вороговских «тиллитов» и считал, что они отложились под водой.

В 1936—1939 гг. восточную часть Северной тайги изучал Т. М. Дембо. Он, как и Н. С. Пенн (1921), пришел к выводу, что все многообразие метаморфических пород района своим происхождением обязано контактовому воздействию гранитов на единую терригенно-карбонатную толщу. Резко несогласно на докембрий и на прорывающие его граниты, по наблюдениям Т. М. Дембо, налегают красные песчаники кембрия, которые вверх сменяются известняками.

В 1941 г. Т. М. Дембо в бассейне р. Енашимо разделил кембрий на ряд пачек, а докембрий на две свиты — чиримбинскую внизу (кристаллические сланцы, гнейсы, роговики, мраморы) и удерейскую вверху (филлиты с прослоями песчаников).

В 1941 г. Г. И. Кириченко и Н. С. Боброва совершили маршрут по нижнему течению рек Теи и Чапы. Докембрий района они разделили на две свиты — енашиминскую, представленную темными филлитами с прослоями кварцитов, и лежащую выше кварцито-сланцевую погорюйскую и детализировали схему расчленения кембрийских отложений, предложенную И. Г. Николаевым. В нижней части свиты красноцветных песчаников они выделили толщу доломитов и сланцев, которая присутствует в низовьях Теи и Чапы, а к югу фациально замещается красноцветными песчаниками. В верхнем течении Теи, по наблюдениям этих геологов, красноцветные песчаники срезают лежащую ниже сероцветную толщу кембрия и залегают на енашиминской свите.

В 1948 г. на правобережье Енисея в междуречье Теи и Порожихи Н. Н. Вербицкая и А. М. Апенко для нижней части разреза по существу повторили схему И. Г. Николаева, выделив нижний и средний протерозой и нижний кембрий, которые отвечают соответственно нижнему и верхнему отделу кристаллически-сланцевой толщи и вороговской формации. Эти геологи выделили отложения верхнего кембрия, верхнего кембрия — нижнего силура и нижнего силура. По своему строению эти отложения не отличимы от некоторых членов разреза нижнего кембрия.

В 1949—1950 гг. большой коллектив геологов Эвенкийской экспедиции ВАГТ впервые провел площадную геологическую съемку всей северной части Енисейского кряжа. На основании полученных данных была составлена соответствующая часть листа P-46 Государственной геологической карты (Горяинова и др., 1954). Развитые на изученной территории древние свиты геологи ВАГТ расчленили следующим образом:

Протерозой: 1. Свита хребта Карпинского — гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты. Мощность более 1 *км*.

2. Осиновская свита [1] — кристаллические сланцы, кварциты, амфиболитизированные мраморы. Мощность 1 *км*.

3. Удерейская свита (свита р. Глотихи) — налегает на осиновскую несогласно, с конгломератом в основании. Нижняя толща — песчаники, алевролиты, серицитово-хлоритовые сланцы. Верхняя толща — углисто-глинистые и кварцево-слюдяные сланцы с прослоями песчаников. В западных разрезах (р. Кутукас, Исаковка и др.) в верхней толще присутствуют зеленокаменные основные эффузивы, их туфы и туфопесчаники. Мощность свиты 1—1,5 *км*.

4. Свита Сухого хребта (свита горы Высокой) — кварцитовидные песчаники с прослоями сланцев. Мощность 1000 *м*.

5. Свита карточки (свита Сенносис) — тонкополосчатые зеленовато-серые и красные известняки. Мощность 200 *м*.

6. Чернореченская свита. Залегает с угловым несогласием. Сложена зеленовато-серыми и черными алевролитами и аргиллитами с прослоями и пачками известняков. Мощность более 1000 *м*.

7. Вороговская свита. Развита только на западном склоне Енисейского кряжа; залегает несогласно на свитах осиновской, удерейской и Сухого хребта. Известняки, подчиненные им доломиты и зеленовато-серые песчаники. Мощность 1000 *м*.

8. Тиллиты залегают несогласно на удерейской свите.

Свиты удерейскую, Сухого хребта и карточки геологи Эвенкийской экспедиции сопоставили с одноименными свитами Ангары, чернореченскую с шунтарской, а вороговскую — с дашкинской.

Схема расчленения кембрия, предложенная геологами ВАГТ, по существу, повторяет схему И. Г. Николаева (1930).

Нижний кембрий — чапинская (порожихинская) свита. Нижняя толща — серые и зеленовато-серые карбонатные песчаники и алевролиты. Мощность 500 *м*. Верхняя толща залегает с перерывом на нижней и на докембрии — красные косослоистые песчаники и алевролиты. Мощность 500—700 *м*.

Нижний и средний кембрий — лебяжинская свита, серые известняки и доломиты, залегающие несогласно на чапинской свите и на докембрии.

Верхний кембрий — эвенкийская свита, залегает с размывом на лебяжинской и сложена пестроцветными алевролитами, мергелями, доломитами.

Созданная геологами ВАГТ стратиграфическая схема легла в основу всех последующих исследований этой части кряжа. Однако эта схема не лишена и существенных недостатков. Наиболее крупным из них является недоучет фациальных изменений толщ, что привело в одних случаях к сдваиванию в разрезе некоторых свит, а в других — к ошибочной параллелизации заведомо разновозрастных, но литологически сходных пачек.

В 1952—1953 гг. в верховьях Теи и Чапы работали геологи Северной экспедиции (В. И. Распопов, Г. С. Несмих, В. И. Ослопов, Е. Я. Яценко и др.). Отложения свит хр. Карпинского и осиновской они, согласно схеме Северной экспедиции, описали под названием двух свит чиримбинского комплекса и присоединились к мнению геологов ВАГТ о несогласном залегании на нем удерейской свиты. Выше Е. Я. Яценко выделил несогласно залегающий уволжский комплекс, к нижней свите которого по р. Уволге были отнесены породы нижних горизонтов чапинской свиты и карбонаты осиновской свиты, а по р. Чапе — отложения свиты Сухого хребта. О. А. Глико (1957) к той же свите отнес вороговские тиллиты. К верхней свите Е. Я. Яценко отнес верхнюю часть нижней толщи чапин-

[1] Свита хр. Карпинского и осиновская в таком объеме выделена О. П. Горяиновой и другими (1954). Ранее они объединялись под названием осиновской свиты.

ской свиты, а Г. С. Несмих — всю эту толщу. Таким образом, к уволжскому комплексу были отнесены заведомо разновозрастные отложения. Е. Я. Яценко считал уволжский комплекс нижнекембрийским, а Г. С. Несмих — протерозойским. При расчленении лежащих выше отложений названные геологи следовали схеме геологов ВАГТ.

В. Н. Григорьев (1956, Григорьев и Репина, 1956) расчленил лебяжинскую свиту р. Теи на три пачки, а в средней из них впервые нашел остатки трилобитов. В нижней части порожихинской (чапинской) свиты он описал флишевые отложения, которые, по его наблюдениям, развиты узкой полосой, намечающей собой борт краевого прогиба. Вороговские «тиллиты», по мнению В. Н. Григорьева, занимают краевое положение в этой полосе и представляют собою дикий флиш.

В 1955 г. Г. И. Кириченко (1956_3) дополнил предлагавшийся им ранее разрез Енисейского докембрия еще одной, самой молодой серией — чингасанской. К ней он отнес вороговские тиллиты, часть слабо метаморфизованных песчано-глинистых пород нижней толщи чапинской свиты в верховьях р. Чапы и породы верхней части осиновской (пенченгинской) свиты, обнажающиеся по р. Тее выше устья Уволги. Позже (Кириченко, 1958_3) последние были исключены из этой серии (см. табл. 2).

В 1956 г. Г. И. Кириченко совершил маршрут в верховья Вороговки и присоединился к мнению других геологов о ледниковом происхождении развитых там валунно-галечных аргиллитов, ссылаясь на сходство их с мореной. В подкрепление мнения о докембрийском возрасте «тиллитов», кроме ранее приводившихся данных о несогласном налегании на них доломитов лебяжинской свиты, Г. И. Кириченко указал на их рассланцовку и на наличие в них кварцево-карбонатных жил.

Е. В. Покровский и Н. Я. Герасимова в 1956 г. сделали первую попытку расчленить глубоко метаморфизованные породы верховьев Теи. В поле распространения осиновской свиты они откартировали четыре толщи (снизу вверх): 1) мраморов, роговиков и кварцево-амфиболовых сланцев; 2) кварцево-слюдяных сланцев; 3) кварцитов и кварцито-биотитовых сланцев; 4) тех же сланцев и биотитовых роговиков.

Эти геологи пришли к выводу, что последовательность этих толщ и их первичный состав позволяют сопоставлять их соответственно со свитами пенченгинской, удерейской, подгорюйской и карточки. Выше с угловым несогласием и конгломератом, по наблюдениям Е. В. Покровского и Н. Я. Герасимовой, залегают филлитовидные сланцы и песчаники, ранее всеми считавшиеся удерейской свитой. Е. В. Покровский назвал ее нойбинской и сопоставил с нижнеангарской свитой Приангарья. Такое же расчленение докембрия Е. В. Покровский и Р. М. Завацкая провели на смежном листе, в бассейне р. Уволги. Следует отметить, что расчленение сильно метаморфизованных отложений на севере Енисейского кряжа, несомненно, является одной из наиболее актуальных задач, стоящих перед работающими там геологами. Однако приводимые Е. В. Покровским сопоставления в свете имеющихся ныне данных приняты быть не могут.

А. Х. Иванов в 1958 г. в бассейне Сурнихи и Исаковки докембрийские отложения расчленил, согласно схеме КГУ, на четыре свиты — от свиты хр. Карпинского до погорюйской; вороговскую свиту отнес к кембрию и ее нижнюю часть описал как свиту р. Фирсовой, а верхнюю — как лебяжинскую и эвенкийскую свиты.

В 1957—1958 гг. М. А. Семихатов пересек область развития верхнего протерозоя и кембрия по рекам Тее, Чапе, Енашимо, Большой Лебяжьей, Большой Черной, в низовьях Исаковки и Кутукаса и совместно с В. Н. Григорьевым по Вороговке (Григорьев и Семихатов, 1958, 1961; Семихатов, 1959_2, 1960_1). Полученные данные позволили расчленить нижнекембрийскую чапинскую свиту северо-восточной части Енисейского

кряжа на три свиты: 1) лопатинскую, сложенную красноцветными песчаниками, конгломератами и доломитами; 2) чивидинскую, представленную сложно изменчивым комплексом сероцветных терригенных и подчиненных им карбонатных пород, и 3) немчанскую, образованную красноцветными песчаниками, конгломератами и местами доломитами. Проследив фациальные изменения чивидинской свиты, В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов (1958) подтвердили мнение И. Г. Николаева (1930) об одновозрастности вороговских «тиллитов» и флишевых отложений чивидинской свиты и пришли к выводу, что первые являются не ледниковыми образованиями, а своеобразными конгломератами, отложенными у подножья кордильеры и перемещенными на значительное расстояние в результате суспензионных течений.

Расчленение чапинской свиты дало возможность М. А. Семихатову подтвердить предположение О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой о том, что красноцветные карбонатно-терригенные толщи северо-западной части Енисейского кряжа соответствуют лишь верхней части этой свиты (немчанской, по М. А. Семихатову). Лопатинской и чивидинской свитам здесь, по данным последнего, соответствует вороговская свита, ранее считавшаяся докембрийской. На востоке эта свита представлена маломощной карбонатной толщей, а на западе — мощной карбонатно-терригенной.

Одновременно с этим Г. И. Кириченко предложил несколько иное деление нижнекембрийских отложений среднего течения Теи. В их нижней части он выделил три свиты, которые по аналогии с Присаяньем назвал карагасской, оселочной и мотской. Первая из них отвечает лопатинской свите М. А. Семихатова, вторая соответствует чивидинской свите, а третья обнимает терригенные породы немчанской свиты. Карбонатные породы последней Г. И. Кириченко относил к лебяжинской свите, что породило мнение о несогласии в ее основании. В то же время Г. И. Кириченко (1958_{1-3} и др.) вороговские «тиллиты» и терригенные флишевые отложения верховьев Чапы по-прежнему включал в чингасанский комплекс синия и описал как краснореченскую и суктальминскую свиты, продолжая таким образом сдваивать эту часть разреза. Синхроничную только что названным свитам оселочную свиту он относил к кембрию.

М. А. Семихатов (1960_1) уточнил стратиграфическую схему докембрия северной части Енисейского кряжа. Чернореченскую свиту геологов ВАГТ он разделил на три свиты: шунтарскую, джурскую и красногорскую, отвечающие одноименным свитам Приангарья, и между последней и свитой карточки выделил толщу доломитов и известняков, которую отнес к аладьинской свите.

Ф. П. Ковригин и Е. К. Ковригина в 1958—1959 гг. в верховьях Теи, Чапы и Тиса и на правобережье Енисея в междуречье Верхней и Нижней Сурнихи показали, что свиты хр. Карпинского, пенченгинская, удерейская и погорюйская по структуре и по степение метаморфизма представляют собой единое целое (Ковригин, Ковригина, 1960). Породы, которые обнажаются в зоне контакта пенченгинской и удерейской свит по Тее и ранее описывались как базальные конгломераты последней, по данным Ковригиных, представляют собою метасоматические образования, аналогичные «псевдопорфирам», описанным Т. М. Дембо (1943). Метаморфизм перечисленных выше свит, по наблюдениям Ковригиных, проявляется весьма неравномерно и в каждой из них присутствуют породы от гнейсов до филлитовидных сланцев. Поэтому, по мнению названных геологов, отделить друг от друга близкие по составу свиты хр. Карпинского и удерейскую можно, лишь проследив между ними существенно карбонатную пенченгинскую свиту. В бассейне Исаковки выше погорюйской свиты они описали пачку светлых доломитов со строматолитами, которую назвали летненской толщей и первоначально отнесли ее к тунгусикской серии, а позднее сопоставили со свитами карточки и аладьинской. Выше, по

наблюдениям Ковригиных, несогласно с конгломератом в основании залегает исаковская толща, представленная в нижней части микросланцами и подчиненными им эффузивами, а вверху — главным образом доломитами. Исаковская толща была сопоставлена с красногорской и джурской свитами. Ранее геологи ВАГТ все эти породы в бассейне Исаковки относили к удерейской свите.

В 1958 г. Ф. П. и Е. К. Ковригины распространили схему деления кембрийских отложений, предложенную Г. И. Кириченко для среднего течения Теи, на верховье Теи и Чапы, а Н. С. Подгорная и А. Г. Гурьев годом позже — на всю площадь бассейнов этих рек. В отличие от М. А. Семихатова (Григорьев, Семихатов, 1958 и др.), Н. С. Подгорная считала, что между отложениями карагасской (лопатинской), оселочной (чивидинской) и мотской (немчанской) свит и внутри оселочной существует несогласие. Валунно-галечные аргиллиты р. Чапы Н. С. Подгорная отнесла к оселочной свите нижнего кембрия, а Ф. П. и Е. К. Ковригины те же породы по р. Вороговке по-прежнему считали самостоятельной свитой в рифее. Относительно генезиса рассматриваемых пород Н. С. Подгорная и Ковригины присоединились к мнению В. Н. Григорьева и М. А. Семихатова (1958).

Г. И. Кириченко в 1959 г. совершил маршрут по р. Вороговке и поддержал мнение В. Н. Григорьева и М. А. Семихатова (1958) о параллелизации вороговской свиты с чивидинской (оселочной) и о принадлежности доломитов, залегающих на вороговской свите, к немчинской (мотской) свите.

После работ 1959 г. Н. С. Подгорная также пришла к выводу о принадлежности «тиллитов» р. Вороговки к оселочной (чивидинской) свите. Таким образом, в результате работ В. Н. Григорьева и М. А. Семихатова (1958) и Н. С. Подгорной и А. Г. Гурьева было доказано, что чингасанский комплекс, в том объеме, в каком его понимал Г. И. Кириченко (1956_3, 1958_{1-3}), не представляет собою самостоятельного стратиграфического подразделения, а является фацией чивидинской (оселочной, по Г. И. Кириченко) свиты. В 1959 г. Г. И. Кириченко изменил свое первоначальное понимание объема этого комплекса и включил в него карагасскую (лопатинскую) и оселочную (чивидинскую) свиты и, ссылаясь на единственную цифру абсолютного возраста последней (745 млн. лет), отнес чингасанский комплекс к рифею. По мнению Г. И. Кириченко, мотская (немчанская) свита на всем кряже залегает на чингасанском комплексе несогласно.

Изложенные данные показывают, что многолетняя история изучения стратиграфии древних свит Енисейского кряжа естественно распадается на четыре этапа.

Первый, наиболее длительный из них, обнимает маршрутные исследования ряда естествоиспытателей XVIII и XIX вв., в результате которых были собраны первые сведения о горных породах, участвующих в сложении Енисейского кряжа.

Второй этап (1898—1917 гг.) охватывает мелкомасштабные геологосъемочные работы сотрудников Геологического Комитета — А. К. Мейстера, Н. А. Ижицкого, Л. А. Ячевского, Н. С. Пенна и других геологов, которые составили первые стратиграфические схемы докембрия и кембрия различных районов кряжа и наметили их сопоставление между собой.

Третий этап составляют маршрутные и мелкомасштабные геологосъемочные работы большого коллектива геологов 20—40-х годов текущего столетия. В результате этих работ было предложено большое количество местных, часто весьма слабо увязанных между собой, а зачастую очень сложных и противоречивых схем расчленения древних свит региона, были выявлены разрезы, в которых последовательность ряда свит не вызывала сомнений и обнаружены первые местонахождения кембрийской фауны.

Наконец, четвертый этап начался в 1947 г., когда после открытия железорудных месторождений на территории Енисейского кряжа стали проводиться геологические съемки крупных масштабов, и гораздо более широкий размах приобрели тематические исследования ряда организаций. В ходе названных работ сложные стратиграфические схемы, составленные на третьем этапе исследований, все более и более упрощались; была установлена последовательность древних свит, увязаны между собой схемы расчленения докембрия различных районов кряжа и был обнаружен ряд новых месторождений кембрийской фауны. В результате к 1954—1956 гг., вместе существовавших ранее многочисленных узкоместных стратиграфических схем, сотрудниками Красноярского геологического управления, ВСЕГЕИ и ВАГТ были разработаны три схемы расчленения докембрия, которые в общем хорошо увязывались между собой. Схема сотрудников ВСЕГЕИ, как подчеркнул А. В. Лесгафт (1958), отличалась от двух других лишь большей детальностью в расчленении верхней части разреза (тунгусикской серии). Названные схемы легли в основу принятой на Совещании по унификации стратиграфических схем Сибири (1956 г.) рабочей стратиграфической схемы докембрия Енисейского кряжа (см. табл. 2).

Исследования, проведенные в последние годы, позволили провести дальнейшую детализацию упомянутой рабочей схемы и распространить ее на всю территорию Енисейского кряжа, в том числе и на его западную окраину. Работы последних лет также дали возможность в значительной мере преодолеть отставание в изучении нижнего кембрия Енисейского кряжа, и сейчас можно говорить о существовании единой стратиграфической схемы докембрия и нижнего кембрия этого региона.

Глава II

СТРАТИГРАФИЯ

Среди толщ, слагающих Енисейский кряж, выделяется семь основных комплексов: 1) условно архейский; 2) рифейский (синийский); 3) нижнекембрийский, 4) верхнекембрийско-силурийский; 5) девонский, 6) пермо-карбоновый; 7) мезо-кайнозойский. Каждый из них отвечает крупному этапу в развитии региона и слагает свойственные этому этапу структуры.

Наиболее широко в пределах кряжа распространены рифейские и нижнекембрийские отложения. Более древние образования известны лишь в южной части региона, а более молодые сохранились, главным образом, по его периферии. В дальнейшем основное внимание будет уделено рифейским и нижнекембрийским отложениям, являвшимся объектом наших исследований, а ниже- и вышележащие толщи получат лишь краткую характеристику по литературным данным.

В настоящее время нет уверенных данных в точности соответствия первых трех из названных выше комплексов одноименным комплексам других регионов. Данные о стратиграфическом объеме первого из них отсутствуют. Для рифейского комплекса первые такие сведения (и то лишь для его средней и верхней части) получены только в самое последнее время на основании изучения вертикального распределения строматолитов и первых определений абсолютного возраста по глауконитам (Семихатов, 1960 $_3$, Келлер и др., 1960). Что же касается нижнекембрийского комплекса, то имеются данные о стратиграфическом объеме только верхней его части, нижняя же — сложена немыми терригенными толщами. Этим определяется условность границ архея, рифея и кембрия на Енисейском кряже. Как мы увидим ниже, в настоящее время имеется ряд данных, позволяющих коррелировать нижнекембрийский комплекс Енисейского кряжа с заведомым нижним кембрием и с толщей подстилающих его и тесно связанных с ним пород, относимых одними исследователями к кембрию, другими — к рифею (валдайская серия Русской платформы и ее аналоги), а рифейский комплекс нашего региона не только параллелизовать с рифейскими толщами других регионов в целом, но и наметить более детальные их сопоставления. Принадлежность же первого комплекса к глубокому докембрию в последние годы доказана первыми определениями абсолютного возраста.

Здесь необходимо остановиться на номенклатуре второго из названных в начале этой главы комплексов. Во многих работах и на Государственных геологических картах он фигурирует под названием синийского комплекса или системы, которую многие геологи относили в качестве особой системы к палеозою. Но этот комплекс, как подчеркивают Н. С. Шатский (1960 $_2$) и В. В. Меннер (1960), по своему геотектониче-

скому содержанию и абсолютной продолжительности превосходит палеозой и отличается от всех лежащих выше толщ своей палеонтологической характеристикой. Поэтому нельзя не согласиться с мнением В. В. Меннера (1960, стр. 204) в том, что «...являясь, несомненно, группой, по значению в истории развития земной коры сравнимой только с каледонским, герцинским или альпийским — мезозойско-кайнозойским этапом, эти толщи никак не могут быть включены в палеозой, а по методам их изучения, безусловно, относятся к докембрийским образованиям. Из этого прямо вытекает номенклатура рассматриваемого комплекса, учитывая, что он впервые был обособлен как группа под названием рифея, со стратотипом в виде разреза Башкирского антиклинория на Южном Урале». Кроме того, нужно отметить, что при настоящем уровне знаний особое значение имеет выбор такого стратотипа позднего докембрия, сопоставления с которым могли бы проводиться различными методами. В этом отношении Уральский стратотип имеет ряд преимуществ перед Китайским (Келлер и др., 1960).

Для облегчения изложения фактического материала мы, забегая несколько вперед, перечислим основные структурные элементы Енисейского кряжа (Кириченко, 1956 $_2$, Глико, 1957, Горяинова и др., 1954). Наиболее крупным из них является Татарский антиклинорий (на севере кряжа носящий название антиклинория хр. Карпинского), сложенный нижними свитами рифея. Он протягивается через всю заангарскую часть кряжа в северо-западном направлении. На левобережье Ангары с ним кулисообразно сочленяется Ангаро-Канский антиклинорий, в своде которого на поверхность выведены наиболее древние архейские образования, а на крыльях развит нижний кембрий.

В пределах наиболее широкой центральной и южной части Татарского антиклинория выделяется ряд крупных, сложно построенных положительных и отрицательных структур (см. фиг. 39), которые некоторыми исследователями рассматриваются как самостоятельные антиклинории и синклинории. Эти структуры кулисообразно подставляют друг друга и некоторые из них прослеживаются на 100—150 *км*. К упомянутым положительным структурам относятся: 1) Панимбинская антиклиналь, протягивающаяся от нижнего течения р. Панимбы к р. Еруде, верховьям р. Енашимо и далее к р. Тее. В ее пределах на поверхность выходят наиболее низкие горизонты рифея — тейская серия; 2) Центральная антиклиналь, протягивающаяся от низовьев Тасеевой к среднему течению Большого Пита и далее к истокам Теи и Кии. В ее присводовой части обнажаются породы тейской и нижней части сухопитской серии рифея. На севере кряжа, где общая ширина Татарского антиклинория уменьшается, Центральную антиклиналь кулисообразно подставляет наиболее приподнятая часть Татарского антиклинория, носящая название антиклинория хр. Карпинского; 3) Сухопитская антиклиналь, ориентированная несколько косо по отношению к прочим структурам антиклинория. Она расположена в нижнем течении рек Сухого Пита и Каменки и в современном срезе сложена породами нижней части сухопитской серии.

Между названными антиклиналями в пределах Татарского антиклинория располагаются сопряженные с ними синклинали. Между Панимбинской и Центральной антиклиналями располагается Кодринская синклиналь, в ядре которой сохранились породы тунгусикской серии. Центральную антиклиналь от Сухопитской отделяет Каитьбинская синклиналь, также выполненная тунгусикской серией.

Татарский антиклинорий с обеих сторон обрамлен вытянутыми параллельно ему синклинориями. Зеркало складчатости в их пределах примерно на широте 60—60°20′ испытывает положительную ундуляцию, в результате чего каждый из упомянутых синклинориев в продольном

направлении разделяется на два. На востоке это Ангаро-Питский и Кордо-Лебяжинский, а на западе — Бурмакинский и Нижне-Вороговский синклинории. Кордо-Лебяжинский и Нижне-Вороговский синклинории выполнены главным образом нижним кембрием, который налегает на довольно низкие горизонты рифея. Ангаро-Питский и Бурмакинский синклинории выполнены мощной серией рифейских отложений, наиболее полные разрезы которых наблюдаются в пределах первого из них. Здесь же местами сохранились и нижнекембрийские толщи. В Бурмакинском синклинории расположены наиболее полные и лучше всего изученные разрезы рифейских отложений так называемого западного типа, в которых, в отличие от остальной части Енисейского кряжа, присутствуют вулканогенные породы.

Названные структуры на западе, на левом берегу Енисея перекрыты мезо-кайнозоем Западно-Сибирской низменности, на северо-востоке и востоке — по разлому граничат с верхним кембрием и ордовиком Сибирской платформы, а на юго-востоке скрываются под верхним кембрием и более молодыми отложениями Канско-Ангарской впадины.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Глубоко метаморфизованные отложения, относимые обычно к архею, занимают обширные площади в пределах Ангаро-Канской части Енисейского кряжа. Строение их изучено Ю. А. Кузнецовым (1941 $_2$, 1946, 1952), который выделяет здесь два комплекса: канский и енисейский. Нижний — канский — наиболее широко распространен и сложен серией кристаллических сланцев, характеризующихся минеральными ассоциациями фации гиперстеновых гнейсов. Ю. А. Кузнецов считает, что этот комплекс образовался за счет регионального метаморфизма осадочной, существенно глинистой серии, с прослоями песчаного и мергелистого состава, интрудированной еще до метаморфизма диабазовыми силлами. Метаморфизм сопровождался явлениями палингенеза, который привел в ряде случаев к образованию пород чарнокитового ряда.

Енисейский метаморфический комплекс развит узкой полосой вдоль Енисея и сложен кристаллическими сланцами амфиболовой фации. Этот комплекс, по мнению Ю. А. Кузнецова, образовался частично за счет повторного метаморфизма пород канского комплекса, а частично за счет более молодой осадочной серии, отделенной этапом складчатости и метаморфизма от канских образований.

Рассматриваемые отложения прорваны двумя гранитными интрузиями — более древней таракской и более молодой посольненской, причем таракские гранито-гнейсы вызывают повторный и в общем регрессивный метаморфизм в породах канского комплекса и прогрессивный в осадочной серии енисейского.

Возраст канского и енисейского комплексов определяется Ю. А. Кузнецовым как архейский на основании петрографического сходства первого из них с археем Алданского и Анабарского щитов, а второго — со свионием Балтийского щита. Немалую роль в укреплении мнения об архейском возрасте канских отложений сыграло наличие в них чарнокитов и представления об их происхождении за счет палингенеза древнейших осадочных отложений. Но впоследствии Л. Ф. Айнберг (1955 и др.) подвергла критике эти представления, а Г. И. Кириченко (1958 $_{2-3}$, 1960), Ф. П. Ковригин, Л. И. Антоновская и С. Г. Петров высказывались в пользу более молодого возраста названных комплексов на основании следующих данных.

1. Л. И. Антоновская и С. Г. Петров путем восстановления первичного состава гнейсов и кристаллических сланцев и прослеживания отдельных маркирующих пачек установили, что отложения сухопитской

серии рифея от северной окраины Южно-Енисейского кряжа, где они были известны ранее, постепенно все более и более метаморфизуясь, протягиваются далеко к югу. Здесь они входят в состав кристаллических толщ, считавшихся археем, и залегают с видимым согласием на амфиболитах и гиперстеновых гнейсах канского комплекса.

2. Те же геологи описали по р. Мурме остатки онколитов и строматолитов в ксенолите среди таракских гранитов, а Ф. П. Ковригин пришел к выводу о воздействии последних на нижний кембрий, ссылаясь на наличие в его базальных горизонтах по р. Курыш метасоматического калиевого полевого шпата.

3. Первое определение абсолютного возраста монацитов из таракской интрузии дало возраст в 500 млн. лет.

Эти аргументы были отвергнуты М. И. Волобуевым (1960). Он считает, что указанная цифра абсолютного возраста по ряду методических соображений и потому, что она не подкреплена другими цифровыми данными, должна быть признана ошибочной. Известняки же, обнажающиеся по р. Мурме, по его наблюдениям, не являются ксенолитом таракской интрузии, так как находятся вне поля ее развития. Далее названный геолог устанавливает, что фельдшпатизация протекала не только в кварцитах нижнего кембрия, но одновременно захватывала и сами таракские граниты. Вслед за тем кварциты и граниты подверглись гидротермальным изменениям, с которыми связаны кварцевые жилки, секущие гранит (в том числе и его фельдшпатизированные зоны) и иногда содержащие галенит. Изотопный состав свинца, выделенного из этого галенита, позволяет относить его примерно к началу палеозоя. Отсюда М. И. Волобуев заключает, что убедительных данных для пересмотра древнего возраста таракской интрузии нет. Этот вывод подкрепляется определениями абсолютного возраста монацита из таракских гранитов и пегматитов, давших ряд хорошо сходных результатов в 1800 ± 100 млн. лет (Жиров и др., 1960). Другими словами, возраст таракских гранитов оказывается близким к возрасту границы архея и протерозоя, который определяется в 1800—1900 млн. лет (Геохронологическая шкала..., 1960).

Таким образом, наличие весьма древних образований в Южно-Енисейском кряже является достоверным фактом. Но вместе с тем остается существенным и то, что в северной его части глубоко метаморфизованные породы, считавшиеся ранее архейскими, принадлежат рифею (сухопитской серии и, по-видимому, более низким горизонтам), что в настоящее время подтверждено и данными геологосъемочных работ А. В. Благодатского. Иначе говоря, площадь развития архея здесь не столь велика, как это изображается на мелкомасштабных геологических картах.

Сходная картина наблюдается и в западной части Восточного Саяна, где нижняя часть рифея (кожелакская свита) местами настолько сильно метаморфизована, что не может быть отделена от более древних кристаллических толщ; в местах же более слабого метаморфизма между ними устанавливается угловое несогласие (Хоментовский, Семихатов, Репина, 1960). По аналогии с этим, можно думать, что и в Южно-Енисейском кряже рифей залегает на более древних породах с резким, еще не выявленным несогласием.

РИФЕЙСКАЯ ГРУППА

Рифейские отложения играют главную роль в сложении Енисейского кряжа. В основу их расчленения автор положил рабочую стратиграфическую схему докембрия, принятую на Межведомственном совещании в Ленинграде в 1956 г., и лишь в отдельных частях разреза внес в нее некоторые изменения.

По этой схеме докембрий кряжа подразделяется на пять серий, разделенных несогласиями — тейскую, сухопитскую, тунгусикскую, ослянскую и чингасанскую. Из них первая отнесена к нижнему протерозою, а остальные — к рифею (синию). Основанием для этого послужило широко распространенное в опубликованной литературе мнение о несогласии между тейской и сухопитской сериями. Наиболее последовательно до недавнего времени это мнение отстаивал Г. И. Кириченко (1955, $1958_{1, 3}$ и др.), ссылаясь на то, что в приконтактной полосе между этими сериями по р. Панимбе и в среднем течении Теи указывались конгломераты, а на правобережье Енисея И. Г. Николаев (1929) между аналогами этих серий отмечал несогласие. Подтверждением мнения о перерыве в подошве сухопитской серии служило также представление о резком различии степени метаморфизма пород, лежащих ниже и выше этого уровня.

Но сейчас выяснено (Ф. П. и Е. К. Ковригины, Л. И. Антоновская, Е. В. Покровский, М. А. Семихатов и др.), что сухопитские и более молодые отложения местами метаморфизованы так же глубоко, как тейские, а данные геологосъемочных работ, проведенных в бассейне Чиримбы, Панимбы, в верховьях Татарки, Пенченги и Енашимо (Е. В. Покровский, Ю. А. Озерский, Н. Я. Герасимова, А. Х. Иванов, Ю. Н. Елхов и др.), не оставляют сомнения в согласном залегании тейской и сухопитской серий. Границу между ними здесь проводят условно, по последнему пласту карбонатных пород. То же самое установлено Ф. П. Ковригиным и нами (Семихатов, 1960_1) в северной части Енисейского кряжа. Породы, принимавшиеся на р. Тее за базальные конгломераты сухопитской серии, по данным Ф. П. Ковригина и Е. К. Ковригиной, представляют собою метасоматические образования, в которых реликты первичной мономинеральной карбонатной породы, считавшиеся гальками, рассеяны в новообразованной слюдисто-карбонатно-кварцевой массе. Мнения исследователей о характере конгломератов р. Панимбы расходятся. Ю. А. Озерский и С. Г. Петров (1960) считают их внутриформационными, а Н. А. Сагитов (1959) — базальными. Большего внимания заслуживают конгломераты, описанные Н. С. Подгорной и А. Г. Гурьевым по ручью Востротиненскому (бассейн Теи). Но их стратиграфическое положение точно не выяснено, так как они найдены только в свалах, в зоне крупного разлома. Поэтому не исключено, что они представляют собой зажатые в этой зоне более молодые отложения. Это кажется тем более вероятным, что в их составе встречаются гальки гранито-гнейсов, а в заангарской части кряжа все известные гранитные интрузии прорывают рифей.

Все сказанное позволяет вслед за А. В. Лесгафтом (1958) и другими красноярскими геологами утверждать, что сухопитская серия залегает на тейской согласно, обычно с постепенным переходом и лишь местами между ними, возможно, существует размыв. К сходному выводу для северной части Енисейского кряжа недавно пришел и Г. И. Кириченко (1960).

Таким образом, главный аргумент в пользу проведения границы протерозоя и рифея (синия) по подошве сухопитской серии отпал. Сопоставление же докембрия Енисейского кряжа со стратотипом рифейской группы (Семихатов, 1960_3; Келлер и др., 1960) позволило отнести тейскую серию к нижнему рифею. Что же касается чингасанской серии, то нами (Григорьев, Семихатов, 1958; Семихатов, 1959_2) и Н. С. Подгорной было доказано, что породы, отнесенные к ней упомянутым совещанием, являются фациальными аналогами нижней части отложений, которые тем же совещанием были отнесены к нижнему кембрию, а нами описываются как лопатинская и чивидинская свиты. Эти свиты условно включаются в состав алданского яруса нижнего кембрия и сопоставляются

с валдайской серией Русской платформы и юдомской свитой Сибирской платформы.

Расчленение тейской, сухопитской и ослянской серий на свиты, принятое в решениях Совещания 1956 г., ныне разделяется большинством геологов и принято в настоящей работе. Относительно расчленения тунгусикской серии имеется два мнения. Г. И. Кириченко (1956_2, $1958_{2, 3}$) и другие геологи ВСЕГЕИ расчленяют ее на пять свит и описывают их на большей, юго-восточной части кряжа, за исключением приенисейской полосы. Здесь, в так называемых западных разрезах, появляются вулканогенные породы, а сами рифейские отложения, по мнению Г. И. Кириченко, настолько сильно меняются, что в них не могут быть прослежены свиты, установленные в восточных разрезах. В этих разрезах Г. И. Кириченко выделил семь особых свит, из которых три нижние сопоставил с верхней частью сухопитской серии, две — с тунгусикской, а две — с ослянской серией восточных разрезов. В то же время геологи КГУ расчленяют тунгусикскую серию на две или три свиты и картируют на всем Енисейском кряже, в том числе и в области развития разрезов западного типа.

Наши данные подтвердили возможность расчленения тунгусикской серии восточных разрезов на пять свит согласно схеме Г. И. Кириченко и позволили распространить эту схему на западные разрезы рифея, отказавшись от выделения в них особых свит. В результате геологической съемки в области наиболее полного развития разрезов западного типа (приустьевая часть Большого Пита) удалось уточнить последовательность толщ, установленную здесь предыдущими исследователями, и увязать разнофациальные разрезы рифея в рамках принятой стратиграфической схемы.

ТЕЙСКАЯ СЕРИЯ

Тейская серия достоверно устанавливается в заангарской части Енисейского кряжа, где она выступает на поверхность в наиболее приподнятых участках Татарского антиклинория. Здесь в ней выделяются две свиты — хр. Карпинского и пенченгинская.

В Южно-Енисейском кряже тейская серия пока не выделена в монотонной толще кристаллических пород. Некоторые исследователи (Глико, 1957; Кириченко, 1958_3, 1960), как уже говорилось, допускают, что ей в какой-то мере соответствует енисейский комплекс.

В связи с отмеченными особенностями залегания серии характер ее нижней границы неясен. Выше мы отмечали, что по аналогии с Восточным Саяном, можно думать, что она отделяется от подстилающих пород крупным несогласием.

Свита хребта Карпинского

Под таким названием геологи Эвенкийской экспедиции ВАГТ (Горяинова и др., 1954) описали в северной части Енисейского кряжа различные гнейсы и кристаллические сланцы и подчиненные им мигматиты, мраморы и другие породы.

Впоследствии Ф. П. Ковригин и Е. К. Ковригина (1960), Е. В. Покровский, М. А. Семихатов (1960_1) выяснили, что в понимании геологов ВАГТ эта свита обнимает все глубоко метаморфизованные отложения района вне зависимости от их стратиграфического положения. Ф. П. Ковригин и Е. К. Ковригина (1960) проследили среди этих отложений маркирующую карбонатную пачку пенченгинской свиты, в результате чего удалось расчленить однообразную толщу кристаллических сланцев и гнейсов; за допенченгинской ее частью было оставлено название свиты хр. Карпинского.

Эта свита в настоящее время установлена в наиболее приподнятых участках северной части Татарского антиклинория (антиклинория хр. Карпинского) в среднем течении Вороговки и Теи и в верховьях Исаковки, Верхней Сурнихи, Гаревки и Тиса (см. фиг. 40).

В сложении свиты преобладают различные парагнейсы и кристаллические сланцы, но наряду с ними в подчиненном количестве встречаются микрокристаллические сланцы, а также мигматиты, амфиболиты, кварциты. При этом весьма характерно, что переход микрокристаллических сланцев в парагнейсы совершается нередко по простиранию свиты на сравнительно коротких интервалах.

Среди гнейсов свиты хр. Карпинского выделяются двуслюдяные, нередко очковые разности, а также биотитовые, биотитово-роговообманковые и другие. Из кристаллических сланцев в свите преобладают слюдяно-кварцевые и слюдяные разности (андалузитово-ставролитово-биотитово-кварцевые, мусковитово-биотитово-кварцевые, мусковитово-биотитовые, реже хлоритово-биотитово-кварцевые и др.), а среди микрокристаллических сланцев выделяются биотит-кварцевые и хлорит-кварцевые сланцы, иногда с эпидотом и гранатом. Присутствующие иногда амфиболиты и кварциты образуют среди перечисленных пород отдельные прослои и небольшие пачки. Из-за сложной дислоцированности, однообразия состава и отсутствия маркирующих горизонтов разрез свиты составить не удается.

Пенченгинская свита

Пенченгинскую свиту выделил Н. Л. Ижицкий (1900) в бассейне Большого Пита и отнес к ней мраморы, слюдяные и глинистые сланцы, которые он считал древнейшими в районе. А. К. Мейстер (1910 и др.) те же отложения в приангарской части кряжа описал как свиту a_1 и также поместил их в основание разреза. Позднее ряд исследователей (Обручев, 1939; Щукина и Петров, 1936 и др.) утверждали, что эти отложения не представляют собою самостоятельной свиты, а являются метаморфическими аналогами ряда более молодых свит, в то время как другие (Горностаев, 1937; Болгов и Александров) выделяли их под тем или иным названием и помещали в нижние части разреза. Самостоятельность пенченгинской свиты и ее залегание под сухопитской серией было доказано геологосъемочными работами Красноярского геологического управления (см. гл. I).

Пенченгинская свита на Енисейском кряже пользуется сравнительно небольшим распространением. Ее выходы наблюдаются в своде Центральной антиклинали в верховьях Татарки, Большой и Малой Пенченги, вблизи Татарского гранитного массива; в ядре и на крыльях Панимбинской антиклинали, в бассейнах Чиримбы, Панимбы, Еруды, Енашимо, Теи и Чапы, а также в северной части Татарского антиклинория на крыльях частных поднятий, сложенных в ядрах свитой хр. Карпинского (см. фиг. 39 и 40).

На подстилающих отложениях пенченгинская свита залегает согласно, с постепенными переходами. Лучшие ее разрезы вскрыты в приустьевой части Чиримбы, по р. Тее у устья Уволги и по р. Вороговке выше устья Малой Северной. В первом из названных пунктов, по данным Г. И. Кириченко и С. Г. Петрова, разрез свиты следующий (снизу вверх):

1. Мелкозернистые мраморы (иногда скарнированные), внизу темно-серые и черные, выше серые и зеленовато-серые, обычно ленточно-слоистые. Пластовые тела амфиболитов. Видимая мощность 700 *м*.

2. Известковые и бескарбонатные ороговикованные слюдисто-кварцевые филлиты и микросланцы с пачками и прослоями кварцитовидных песчаников и алевролитов, мощностью до 30 *м*, и несколькими пластами и линзами в 5—15 *м* внутриформацион-

ных конгломератов. Гальки последних, полуокатанные и угловатые, состоят из мелкозернистых мраморов; размер их меняется от долей сантиметра до 40—50 *см*, преобладают гальки размером 5—7 *см*. Мощность 500 *м*.

Общая мощность описанных пород составляет 1200 *м*. Выше согласно залегают зеленовато-серые филлиты горбилокской свиты. Несколько западнее, по р. Панимбе, прослои мраморов появляются и в верхней пачке свиты. В ней же, как и по р. Чиримбе, залегают пласты до 10 *м* мощности внутриформационных конгломератов с галькой в 0,5—2,0 *см* мраморов, роговиков и кварцитов. Именно эти конгломераты принимались за базальные конгломераты удерейской свиты. Но, как выяснил Ю. А. Озерский, они залегают среди однообразных пород верхней части пенченгинской свиты, которая вверх постепенно переходит в филлиты сухопитской серии.

Очень похожий разрез пенченгинской свиты вскрывается по р. Тее у устья Уволги. Нижняя часть свиты, мощностью 800—900 *м*, здесь сложена главным образом мелкозернистыми полосчатыми серыми и белыми мраморами, в которых нередко наблюдаются новообразования графита, эпидота, цоизита, амфибола, а иногда отмечаются переходы в карбонат-амфиболовые сланцы. Мраморы чередуются то через несколько, то через 100—200 *м* с пластами и небольшими пачками карбонатсодержащих эпидотово-кварцевых, слюдяных, слюдяно-кварцевых, амфиболовых кристаллических и микрокристаллических сланцев, роговиков и кварцитов. Вверх по разрезу количество мраморов сокращается, и верхняя часть свиты (500 *м*) сложена теми же породами, но соотношения их в разрезе обратные — преобладают сланцы. В верхних 200—300 *м* свиты мраморы почти отсутствуют, а среди сланцев появляются многочисленные прослои слюдистых алевролитов и песчаников. Общая мощность пенченгинской свиты по р. Тее 1300—1400 *м*. Те же две пачки выделяются в разрезе пенченгинской свиты и западнее, по р. Вороговке выше устья Малой Северной. Мощность их, по данным Г. И. Кириченко и нашим,— соответственно 1100—1150 *м* и 550 *м*. В верхней половине верхней пачки залегает ряд пластов мощностью 5—40 *м* мелкогалечниковых конгломератов.

В остальных районах своего распространения пенченгинская свита хорошо выдержана по составу и строению. В ней в ряде мест наблюдаются пластовые тела параамфиболитов и амфиболовых гнейсов (Сагитов, 1959 и др.), а в районах повышенного метаморфизма — силикатово-карбонатные породы, амфиболовые и пироксеновые кристаллические сланцы (Ковригин, Ковригина, 1960).

Из сказанного видно, что состав пенченгинской свиты на Енисейском кряже выдерживается. Нижняя ее часть представлена полосчатыми мраморами и мраморизованными известняками с прослоями различных сланцев, а верхняя теми же породами, но в обратных соотношениях. Данные об изменении мощностей свиты очень ограничены, сравнение разрезов по рекам Тее и Вороговке показывает, что она несколько возрастает на запад.

СУХОПИТСКАЯ СЕРИЯ

Решением Межведомственного совещания по унификации стратиграфических схем Сибири к сухопитской серии отнесены (снизу): горбилокская, удерейская, погорюйская, карточки и аладьинская свиты. Нижние три из них представлены терригенными породами, а верхние две — карбонатными. Свиты удерейская, погорюйская и карточки хорошо выделяются во всех разрезах Енисейского кряжа. Аладьинская свита до недавнего времени описывалась лишь в приангарских разрезах, и только в последние годы была выделена в бассейне верхнего и среднего

течения Большого Пита и на севере Енисейского кряжа (Елхов; Семихатов, 1960_2; Сагитов, 1960_{1-2}). Относительно самостоятельности горбилокской свиты, как мы видели выше (см. главу I), мнения исследователей расходятся. Забегая несколько вперед, отметим, что наши данные полностью подтверждают региональную выдержанность этой свиты.

В сложении Енисейского кряжа сухопитская серия играет основную роль и, в общей сложности, слагает более двух третей его площади. Стратиграфическая последовательность пород, слагающих сухопитскую серию, наиболее четко устанавливается в нижнем течении Иркинеевой, в верховьях Каменки и Горбилка, в низовьях последнего и р. Чиримбы (см. фиг. 39 и 40). В этих местах рассматриваемые породы слагают антиклинальные структуры, в своде которых выходят горбилокская или удерейская свита (в низовьях Чиримбы и тейская серия), а на крыльях последовательно обнажаются свиты погорюйская, карточки и аладьинская и лежащая выше тунгусикская серия. В нижнем течении Большого Пита в таких же структурных условиях обнажаются нижние четыре свиты серии. Кроме того, в целом ряде мест в пределах одной структуры можно наблюдать соотношения каких-нибудь трех свит серии. Хорошая обнаженность упомянутых структур и их относительная простота позволяют с большей полнотой изучить состав и соотношения свит внутри сухопитской серии.

Горбилокская свита

Название горбилокская свита (формация) впервые было применено в 1935 г. Н. И. Бабинцевым ко всему разрезу рифейских пород в приустьевой части Горбилка.

Б. Н. Горбунов в 1952 г. под этим названием описал допогорюйские отложения того же района, а Г. И. Кириченко в 1955 г. отделил от них удерейскую свиту, оставив за лежащими ниже глинисто-хлоритовыми и хлористо-серицитовыми сланцами название горбилокских. Первоначально же эти породы выделил А. К. Мейстер (1910) в верховьях Татарки и Мурожной как свиту a_2, затем в 1949 г. Г. И. Кириченко и Б. Н. Горбунов описали их в низовьях Большого Пита как нижний горизонт сухопитской свиты, а А. В. Лесгафт закартировал их в верховьях Татарки как кривляженскую свиту.

В настоящее время горбилокская свита хорошо выделяется в пределах Татарского антиклинория, в бассейне Большого Пита, Чиримбы и в среднем течении Вороговки, в Кордо-Лебяжинском и Ангаро-Питском синклинориях, по рекам Тее и Горбилку. Менее уверенно она может быть выделена в своде Татарского антиклинория у одноименного плутона и не выделяется совсем в глубоко метаморфизованных породах сухопитской серии, в междуречье Вороговки и Тиса. Причина этого состоит в том, что горбилокская и удерейская свиты представлены литологически очень близкими породами и даже сравнительно неглубокий метаморфизм стирает небольшие различия между ними, положенные в основу выделения названных свит.

По рекам Горбилку, Большому Питу и Каменке (приток Большого Пита) свита сложена однообразными зеленовато-серыми и реже грязно-зеленоватыми серицитово-хлоритовыми филлитами и сланцами, среди которых залегают неясно обособленные пачки таких же, но темно-серых пород с характерным шелковистым блеском. Сланцы и филлиты обычно обладают хорошо различимой полосчатостью, обусловленной чередованием тончайших прослоек, обогащенных то кварцем, то серицитом и хлоритом, и лишь местами наблюдаются неслоистые филлиты. Иногда филлиты и сланцы содержат незначительную алевритовую примесь.

Для всех горбилокских пород типично повышенное содержание магнетита и ильменита (замещенного лейкоксеном), порфиробласты которых иногда достигают 1,5—2 *мм*.

Среди описанных пород в верхней части свиты по Большому Питу, ниже зимовья Сухого Пита и у устья Ведуги, залегают пачки сильно известковистых филлитов соответственно в 80—100 и 20—25 *м*, а по р. Горбилок, ниже фактории, у видимого основания свиты наблюдается 40—50-метровая пачка светлых известняков и доломитов. Основание свиты в упомянутых разрезах не обнажено; ее видимая мощность не более 500—600 *м* (р. Горбилок, ниже фактории).

Севернее, в бассейне Чиримбы, отложения горбилокской свиты обнажаются вблизи крупных гранитных интрузий и метаморфизованы сильнее, чем по р. Большой Пит. По данным С. Г. Петрова (1960), здесь в их сложении преобладают интенсивно рассланцованные, нередко ороговикованные серицитово-хлоритовые филлиты, которым подчинены микрокристаллические роговики и сланцы.

В породах наблюдаются крупные порфиробласты рудных минералов (иногда до 10% породы), биотита и очень редко хлоритоида, количество которых быстро сокращается по мере удаления от гранита. Мощность свиты здесь 800 *м*.

Аналогично описанному и строение свиты по р. Тее, ниже устья Увольги. В нижней части свиты тут появляются прослои кварцитовидных песчаников и алевритов. Вдоль контакта пенченгинской и горбилокской свит здесь развиты упоминавшиеся конгломераты (ручей Востротиненский, р. Правая Нойба), а в основании последней — метасоматические полевошпатовые кварциты (метасоматические псевдопорфиры; по Дембо, 1943), роговики и 5-метровый пласт своеобразной кварцево-карбонатной породы. Она состоит из темных овальных линзовидных и округлых карбонатных образований в 1—2 *см*, неравномерно распределенных в более светлой кварцево-карбонатно-слюдистой основной массе. Эти породы Я. Д. Шенкман и Н. М. Смирнова, Е. В. Покровский, а также и Г. И. Кириченко, О. П. Горяинова и другие (1954) считали базальными конгломератами и гравелитами, но Ф. П. и Е. К. Ковригины в 1958 г. на основании детального изучения убедительно доказали их метасоматическую природу (см. выше).

По р. Вороговке, ниже р. Лиственной, в разрезе свиты преобладают сланцы и филлиты, аналогичные описанным, среди которых залегают прослои до 10 *м* мощности белых полосчатых слюдистых мраморов.

В других местах северной части Енисейского кряжа горбилокская свита пока что не выделена. На юге кряжа, вблизи Татарского гранитного массива ей, вероятно, соответствуют серицитово-хлоритовые алевритистые сланцы и хлоритовые алевролиты, описанные в 1949 г. Э. А. Фальковой под названием гольцовой свиты (свита a_2 А. К. Мейстера, 1910).

Таким образом, горбилокская свита в настоящее время хорошо выделяется в ряде районов Енисейского кряжа, как на востоке и юго-востоке (р. Каменка, верховье Рыбной, р. Горбилок), так и в центре (р. Большой Пит), на западе (р. Сухой Пит) и севере (р. Вороговка). Данных об изменении мощности свиты нет, так как в большинстве мест она выходит в ядрах антиклиналей (см. фиг. 5).

Удерейская свита

Под названием удерейской свиты a_3 А. К. Мейстер (1910) описал темные глинистые сланцы, налегающие на филлиты a_2. В бассейне Большого Пита те же породы описывались под названием брянкинской свиты (Н. И. Бабинцев) или включались в состав сухопитской свиты (Г. И. Кириченко, Б. Н. Горбунов, В. А. Лоот).

Удерейская свита пользуется наиболее широким распространением среди всех рифейских и кембрийских свит Енисейского кряжа, слагая около половины его площади. Она выступает в присводовой части Татарского антиклинория и протягивается вдоль него почти непрерывно с юга на север через весь Енисейский кряж, наблюдается на крыльях и северной центриклинали Ангаро-Питского синклинория и в ядрах поднятий внутри него, а также внутри Кордо-Лебяжинского синклинория и Иркинеевского выступа (см. фиг. 39, 40).

На горбилокской свите удерейская обычно залегает с постепенным переходом, и граница между свитами проводится по смене зеленовато-серых сланцев с хлоритом темными глинистыми и филлитовидными сланцами, отличающимися меньшей степенью бластеза. Лишь по р. Горбилок, у устья Анкино, на границе свит наблюдается двухметровый пласт железистых кварцевых песчаников с рассеянными мелкими галечками зеленовато-серых глинистых сланцев, а по р. Большой Пит у устья Ведуги — полутораметровый пласт зеленовато-серых мелкозернистых песчаников.

Лучшие разрезы удерейской свиты вскрываются по р. Горбилок выше устья Большой Каченды и по р. Большой Пит у устья Ведуги, выше пос. Брянки, у зимовья Сухого Пита и в приустьевой части Каменки (приток Большого Пита). Во всех этих разрезах наблюдается чрезвычайно однообразная толща темно-серых и почти черных филлитизированных глинистых сланцев и кварцево-серицитовых филлитов в той или иной степени алевритистых. Преобладают неполосчатые, бескарбонатные разности, но среди них (особенно в верхах свиты) наблюдаются неясно обособленные пачки и прослои сланцев с полосчатостью, обусловленной изменением цвета и некоторым изменением состава (колебания относительного содержания серицита, кварца, обломочного материала, неполяризующей глинистой массы и иногда хлорита). Сравнение близко расположенных разрезов показывает, что полосчатые породы внутри свиты образуют невыдержанные пачки.

Среди описанных пород залегают прослои и отдельные пачки зеленовато-серых сланцев с хлоритом, близких к горбилокским, глинисто-известковистых сланцев, а в нижней части и редкие прослойки и линзы в 2—10 *см* кварцитовидных кварцевых алевролитов.

Мощность удерейской свиты в рассмотренных разрезах из-за однообразия состава и сложной дислоцированности можно определить лишь очень приблизительно. По р. Горбилок у устья Анкино и Большой Каченды она, по-видимому, составляет около 1000—1200 *м*, по р. Большой Пит у устья Ведуги — примерно 1500 *м*, в нижнем течении Большого Пита, очевидно, превышает 2000 *м* (см. фиг. 5).

В приангарской части Енисейского кряжа наблюдаются выходы только верхней части удерейской свиты (р. Иркинеева, район дер. Мотыгино). В районе дер. Мотыгино ее состав не отличается от описанного, а в бассейне Иркинеевой вскрытая часть свиты сложена слабо метаморфизованными глинистыми и глинисто-алевритистыми сланцами, иногда с глауконитом (до 25% породы). Среди них наблюдаются тонкие (0,5—3 *см*) прослои фосфатизированных глинистых сидеритов с содержанием P_2O_5 до 9,9% (Смирнов, 1955).

На севере кряжа, в нижнем течении Теи и Чапы и в бассейне Большой Лебяжьей, состав удерейской свиты также заметно не отличается от описанного, но в верховьях первых двух рек, ближе к своду Татарского антиклинория степень метаморфизма удерейских пород возрастает. Здесь в сложении свиты преобладают серицитовые, хлоритово-серицитовые, мусковитовые, биотитовые и другие микрокристаллические сланцы, филлиты и алевритово-глинистые слабоизвестковистые сланцы, в нижней части с прослоями кварцитовидных алевролитов. Среди них присутству-

ют и более глубоко метаморфизованные породы — слюдяно-кварцевые, гранато-слюдяные и слюдяно-карбонатные кристаллические сланцы, биотитовые и двуслюдяные гнейсы и роговики. Дополнительную пестроту в распределении фаций метаморфизма создают появляющиеся местами интенсивные фельдшпатизированные сланцы и метасоматические кварцы. Наблюдаемая в ряде случаев (р. Чапа у устья Девятки, верховье Чапы и др.) их приуроченность к экзоконтакту с гранитами позволяет ставить их в связь с контактовыми воздействиями последних.

В своде Татарского антиклинория, в верховьях Исаковки, степень метаморфизма удерейских пород, по данным Ф. П. и Е. К. Ковригиных (1960), максимальна, и в сложении свиты господствуют однообразные парагнейсы, не отличимые от гнейсов свиты хр. Карпинского. Среди них наблюдается большое количество зон катаклаза мощностью до 1 *м*, в которых присутствуют породы от слабо катаклазированных гнейсов до милонитов.

По простиранию структур, в верховьях Нижней Сурнихи, степень метаморфизма отложений удерейской свиты также сокращается, и свита представлена микрокристаллическими и кристаллическими сланцами фации зеленых сланцев.

Рассмотренные породы согласно залегают на карбонатных и сланцево-карбонатных толщах пенченгинской свиты и перекрываются погорюйской свитой, т. е. они соответствуют не только удерейской, но и горбилокской свите, а местами включают и терригенную часть пенченгинской свиты.

К югу степень метаморфизма пород снижается, и в верховьях Кии, Лендахи, Теи и Чиримбы они представлены обычными для удерейской свиты филлитизированными и глинистыми сланцами, которые лишь вблизи гранитных массивов переходят в слюдяные и слюдяно-кварцевые сланцы и роговики.

Новое быстрое увеличение степени метаморфизма нижней части сухопитской серии происходит по Ангаре у устья Тасеевой и в низовьях последней. Двигаясь с севера на юг, здесь можно наблюдать, как филлитовидные и глинистые сланцы и кварциты удерейской и вышележащей погорюйской свиты по простиранию переходят в микросланцы, а затем в кристаллические слюдяно-кварцевые сланцы и гнейсы (Мейстер, 1910; Кузнецов, 1941_2, 1946 и др.; Л. И. Антоновская и С. Г. Петров). Южнее, в бассейне реки Шилки, по другую сторону от области развития неогеновых отложений, на простирании только что названных пород, по данным Л. И. Антоновской и А. В. Благодатского, обнажаются кристаллические сланцы, плагиогнейсы и гнейсы. Среди них Л. И. Антоновской и С. Г. Петрову удалось найти отдельные пачки, в которых могут быть распознаны кварциты и углистые сланцы. Южнее степень метаморфизма пород еще более возрастает, и реликтовые структуры удается иногда видеть лишь под микроскопом, а затем кристаллические сланцы и гнейсы постепенно переходят в мигматиты. Эти породы налегают на толщу параамфиболитов, которая, вероятно, отвечает пенченгинской свите.

Изложенные данные позволили Л. И. Антоновской и С. Г. Петрову прийти к выводу, что перечисленные выше кристаллические породы северной части Южно-Енисейского кряжа отвечают нижней части сухопитской серии. По Енисею выше сел. Казачинского, среди них широко развиты эпидотово-хлоритово-актинолитовые сланцы с прослоями сильно измененных туфов кислого состава.

В заангарской части Енисейского кряжа в удерейской свите также местами отмечаются прослои и тонкие пачки вулканогенных пород — туфы альбитофиров и туфопесчаники в верховьях Большой Мурожной (Л. И. Антоновская), кварцевые порфиры и андезитовые порфириты в верховьях Уволги и прииска Неразгаданного, по р. Тису выше устья

Волоковой и по р. Гаревке у устья ручья Ивановского (Ф. П. Ковригин) и основные эффузивы по р. Чапе ниже р. Девятки (Горяинова и др., 1954).

Таким образом, удерейская свита на всем Енисейском кряже представлена однообразной толщей глинистых, филлитовидных и микрокристаллических сланцев, за счет которой местами развиваются кристаллические сланцы, гнейсы и даже мигматиты. Мощность свиты заметно увеличивается с востока на запад (см. рис. 5). В северо-западной и западной частях Енисейского кряжа в ней местами появляются прослои вулканогенных пород.

Погорюйская свита

В настоящее время к погорюйской свите относят всю толщу песчано-глинистых пород, залегающих между удерейской свитой и свитой карточки. Первоначально же под таким названием С. В. Обручев (1929 $_{1-2}$) описал лишь верхнюю часть этой толщи, а нижнюю выделял в свиты Хорьков и Сухого хребта.

Выходы погорюйской свиты широкими, почти непрерывными полосами обрамляют со всех сторон Ангаро-Питский синклинорий, наблюдаются на крыльях поднятий, осложняющих его внутреннее строение, и в ядре Иркинеевского выступа. Значительным развитием свита пользуется также в пределах Татарского антиклинория (особенно в северной части) и на крыльях смежного с ним Бурмакинского синклинория (см. фиг. 39 и 40).

Переход от удерейской свиты к погорюйской происходит постепенно и в восточных разрезах сводится к появлению среди глинистых сланцев значительной примеси песчаного материала и прослоев кварцито-песчаников. На западе, где песчаников в погорюйской свите мало, нижняя ее граница более расплывчата и проводится по появлению полосчатых алевритово-глинистых сланцев.

Один из лучших разрезов описываемой свиты вскрывается по р. Иркинеевой ниже скалы Карточки, где на удерейской свите залегают (снизу вверх):

1. Неправильное чередование серых кварцитовидных, обычно полосчатых тонкозернистых песчаников и алевролитов с темными песчано- и алевритово-глинистыми сланцами, обладающими четкой полосчатостью. Последняя обусловлена тем, что песчаная и алевритовая примеси в породе распределены неравномерно и обогащают отдельные прослои и линзочки толщиной от долей миллиметра до 3—5 *мм*, следующие в породе то через 1—3, то через 10—15 *мм* (фиг. 1). Песчаники и алевролиты образуют прослои в 20—50 *см*, а сланцы в 20—80 *см* в нижней части и в 1—3 *м* — в верхней части толщи. Внутри наиболее мощных из них в свою очередь содержатся тонкие прослои песчаников. Мощность около 500 *м*.

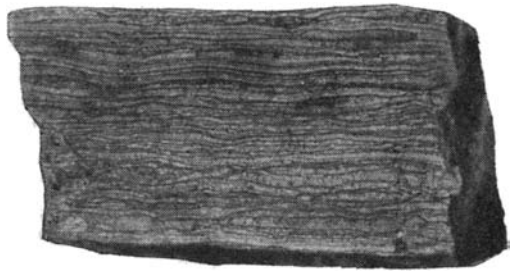
2. Чередование монолитных пластов (1—4 *м*) серых и желтоватых, среднезернистых кварцитовидных песчаников и пакетов частого (через 3—20 *см*) неправильного переслаивания тех же песчаников и таких же, как и ниже, песчано-глинистых сланцев. Песчаники обычно «веснушчаты» за счет разложенного пирита, иногда содержат примесь глауконита, а в нижней части среди них наблюдаются фосфоритсодержащие разности и конкреции фосфорита с содержанием P_2O_5 до 26% (Смирнов, 1955). В сланцах заключены редкие линзы глинистых сидеритов (фиг. 2). Мощность 200—250 *м*.

3. Песчано-глинистые сланцы, аналогичные описанным в главе I, с прослоями в 1—3 *см* и более редкими пластами и пачками пластов в 1—4 *м* таких же, как и ниже, песчаников. Наиболее обычны они в верхних 100—150 *м* слоя. Мощность 450—500 *м*.

Выше залегают известняки свиты карточки. Таким образом, мощность погорюйской свиты по р. Иркинеевой — 1200—1300 *м*. В слагающих ее породах в изобилии наблюдается косая слоистость, волноприбойные зна-

ки, а иногда трещины усыхания, отпечатки кристаллов льда и капель дождя. Абсолютный возраст глауконитов из верхней части слоя 2 приведенного разреза по калий-аргоновому методу — 1140 млн. лет (Келлер и др., 1960).

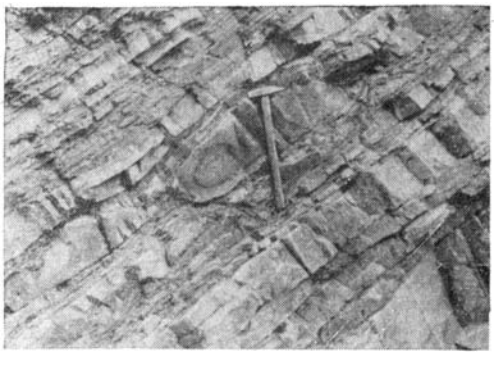
К западу от р. Иркинеевой в Приангарье полных разрезов погорюйской свиты нет. Судя по выходам верхних ее горизонтов по р. Артюгину, по Ангаре у устья Тальца и Верхней Ослянки, у дер. Верхотурово и против дер. Кокуй, общий тип строения свиты сохраняется, но количество кварцито-песчаников в ней уменьшается, и их место в разрезе в значительной мере занимают алевролиты. В кровле погорюйской свиты здесь обособляется 35—40-метровая пачка темных песчано-глинистых, слабоизвестковистых сланцев, почти лишенных прослоев песчаников и алевролитов. Видимая мощность погорюйской свиты в упомянутых выше разрезах колеблется от 300—400 до 900—1000 *м* (район дер. Верхотурово).



Фиг. 1. Глинисто-алевритовый сланец погорюйской свиты по р. Иркинеевой. Пришлифовка, нат. вел.

Более полное представление об изменении погорюйской свиты вкрест Енисейского кряжа дает рассмотрение ее разрезов по рекам Горбилок и Большой Пит.

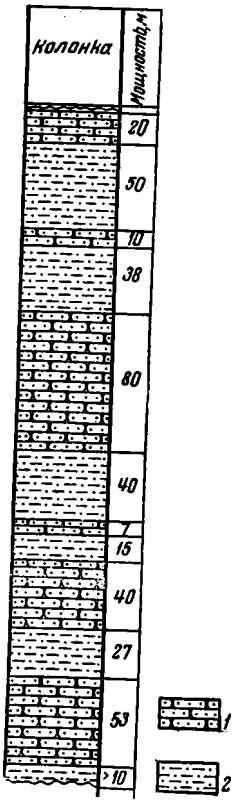
В крайних восточных выходах по этим рекам, а также по р. Каменке (притоку Ангары) строение свиты отличается от описанного по р. Иркинеевой малым количеством алевролитов и кварцито-песчаников в нижней части свиты. Напротив, в средней части свиты эти породы играют большую роль. По р. Большой Пит выше устья Оявол, в средней части свиты, наблюдается чередование мощных пачек серых и желтоватых, нередко косослоистых кварцито-песчаников и пачек чередования песчано-глинистых сланцев (прослои 10—20 *см*) с прослоями в 3—10 *см* и более редкими линзами толщиной до 40 *см* кварцитовидных песчаников и алевролитов (фиг. 3). Ниже по р. Большой Пит, у устья ручья Золотой, кварцито-песчаники и алевролиты образуют среди погорюйских сланцев лишь пласты в 1—4 *м* мощности, следующие в разрезе через 4—8 *м*. Мощность погорюйской свиты по р. Горбилок у устья р. Анкино по р. Большой Пит у ручья Золотой и по р. Каменке, у фактории, около 1000 *м*.



Фиг. 2. Линзы глинистого сидерита среди кварцито-сланцевой пачки погорюйской свиты по р. Иркинеевой

К западу от этих разрезов, как и в Приангарье, количество кварцито-песчаников в свите сокращается. По р. Горбилок, у устья Тужимо и Большой Каченды, нижняя часть свиты, мощностью 350—400 *м*, сложена обычными для нее полосчатыми песчано-глинистыми сланцами, а средняя, мощностью 500—600 *м*,— ритмичным чередованием тех же сланцев

и кварцито-песчаников. Каждый ритм начинается пластом (реже серией рядом расположенных линз) серого разнозернистого кварцито-песчаника мощностью 0,8—2 *м*. Выше следует пачка переслаивания тех же кварцито-песчаников и песчано-глинистых сланцев. В нижней ее части песчаники более грубые (прослои в 10—30 *см*, следуют через 10—20 *см*), а в верхней — более тонкие (вплоть до алевролитов) и образуют прослойки в 5—10 *см*, отделенные друг от друга 10—30-сантиметровыми прослоями сланцев. В верхней части пачки нередко появляются линзы грубозернистого песчаника, сгущающиеся вверх по разрезу, к подошве следующего ритма. Мощность таких пачек обычно 8—20 *м*, иногда доходит до 50 *м*. Все перечисленные породы носят признаки отложения в большом мелководье (косая слоистость, волноприбойные знаки, иногда трещины усыхания и т. п.).



Фиг. 3. Строение средней части погорюйской свиты по р. Большой Пит выше устья Оявол.

1 — кварцитовидные песчаники; *2* — песчано- и алевритово-глинистые сланцы

В кровле погорюйской свиты у устья Большой Каченды залегает 100-метровая пачка темных неяснополосчатых глинистых, иногда алевритистых слабоизвестковистых сланцев. Мощность свиты 1000—1100 *м*.

Почти так же построена погорюйская свита по р. Большой Пит, ниже устья Горбилка и выше устья Чиримбы.

Западнее, по р. Большой Пит выше устья Ведуги, значительное количество песчаников наблюдается лишь в той части погорюйской свиты, которая может быть сопоставлена с верхами средней ее пачки у устья Большой Каченды (см. фиг. 5). Ниже песчаники присутствуют лишь в виде редких прослоев в 20—50 *см*, а в нижних 500—600 *м*, свиты — практически отсутствуют. Песчано-глинистые сланцы, по сравнению с более восточными разрезами, здесь также отличаются меньшей ролью песчаного материала. Зато здесь появляются 10—20-сантиметровые прослои и линзы темных глинистых полосчатых известняков, иногда с нечеткой строматолитовой (?) текстурой.

Мощность погорюйской свиты из-за сложной дислоцированности у устья Ведуги можно оценить лишь весьма приближенно в 1,5 *км*.

Ниже по р. Большой Пит в районе пос. Брянки в поле развития погорюйской свиты наблюдаются выходы небольших пачек карбонатных пород, которые, по-видимому, представляют ограниченные разломами блоки более молодых пород.

Западнее полный разрез погорюйской свиты вскрыт лишь в приустьевой части Каменки (приток Большого Пита) и по р. Большой Пит у зимовья Большого Пита. Здесь на удерейских филлитовидных сланцах с постепенным переходом залегает примерно 1000-метровая толща таких же сланцев, но обладающих вначале неясной, а затем четкой полосчатостью за счет обогащения миллиметровых линзочек алевритовым материалом. Некоторые из этих сланцев слабоизвестковисты, изредка среди них видны тонкие прослойки кварцито-песчаников. Выше количество алевритовой примеси сокращается, и в разрезе преобладают черные однообразные филлитовидные сланцы, мощностью до 1000 *м*, которые вверх постепенно переходят в известняки свиты карточки. Полосчатые разности и прослои алевролитов среди них наблюдаются лишь в верхних

100—150 *м*. Общая мощность погорюйской свиты у зимовья Большой Пит более 2 *км*. Эти породы описаны Ю. А. Озерским и вслед за ним Н. А. Сагитовым (1959) под названием средней и верхней подсвит удерейской свиты, которые вверх постепенно переходят в известняки свиты карточки.

Несколько иначе построена погорюйская свита по р. Большой Пит у устья Заостровки, на западном крыле Орловской синклинали (снизу вверх):

1. Сланцы глинистые, филлитизированные, тонкополосчатые за счет неравномерного распределения алевритовой примеси, слабоизвестковистые, в нижней части с прослоями глинисто-хлоритовых сланцев, а в верхней — с пластами известковистых алевролитов и песчаников. Видимая мощность 300—350 *м*.
2. Сланцы глинисто-алевритистые и глинистые, филлитизированные, полосчатые, в нижней части с прослоями от 0,5—2 до 15—20 *м* мощности зеленовато-серых туфопесчаников и туфолав кислого состава, а в верхней — с прослоями кварцевых песчаников и глинистых известняков. Мощность 400—450 *м*.
3. Тонкополосчатые глинистые и алевритово-глинистые филлитизированные сланцы. Мощность 200 *м*.

Выше согласно залегают известняки свиты карточки. Общая мощность описанных пород 900—1000 *м*.

Из описания видно, что рассматриваемые отложения по общему типу строения стоят в одном ряду с погорюйскими отложениями более восточных разрезов. Единственно, что их отличает — это наличие прослоев и небольших пачек вулканогенных пород. То же самое, как мы увидим, характерно и для более молодых рифейских пород западного крыла Орловской синклинали. Но эти резко подчиненные прослои и пачки не нарушают общей последовательности напластования пород и лишь как бы накладываются на нее. Поэтому мы (Семихатов, 1960_2) в согласии с Ю. А. Озерским и Н. А. Сагитовым (1960_{1-2}) считаем, что нет необходимости в рифейских отложениях западного крыла Орловской синклинали выделять особые свиты, как это делает Г. И. Кириченко[1] (1956_2, $1958_{1,3}$ и др.), и что развитые здесь породы вполне укладываются в стратиграфическую схему, разработанную для более восточных районов кряжа.

В северной части Енисейского кряжа погорюйская свита пользуется широким распространением в бассейнах Теи, Большой Черной, Правой Лебяжьей и других. Нижняя, бо́льшая часть свиты на всей этой территории представлена светло-серыми, желтоватыми, иногда розовыми и бурыми кварцито-песчаниками, которые чередуются через 0,5—3,0 *м* (иногда до 10 *м*) со слоями в 1,0—5 *м* и более темно-серых и черных филлитовидных, глинистых и песчано-глинистых и полосчатых сланцев. Эти сланцы в свою очередь содержат тонкие прослои и линзы кварцито-песчаников. Последние обычно мелкозернистые, нередко косослоистые, с волноприбойными знаками, с линзами гравийного материала; иногда они обогащены плохо окатанной галькой кварца размером до 3—4 *см*. Характерны «веснушчатые» породы с ржаво-бурыми пятнами от окисленного пирита. Мощность описанной толщи около 1—1,2 *км*. Выше, не отделяясь резкими границами, в разрезе погорюйской свиты залегает 500-метровая пачка зеленовато-серых и серых филлитизированных глинистых сланцев, среди которых кварциты образуют лишь редкие тонкие прослои. Эту пачку можно наблюдать только в бассейне Большой Черной; в других пунктах северной части кряжа она не сохранилась от предкембрийского размыва (Семихатов, 1960_1). Таким образом, строение погорюйской свиты в бассейне Теи, Чапы и Большой Черной близко к ее строению в низовьях Горбилка и отличается от него лишь появлением

[1] В только что описанных породах он выделяет внизу пермскую и вверху конкинскую свиту и сопоставляет первую с удерейской, а вторую — с погорюйской.

кварцито-песчаников в основании свиты и большей мощностью последней.

Западнее, в верховьях Вороговки и Исаковки степень метаморфизма погорюйских пород, как и лежащих ниже отложений, быстро нарастает, и глинистые сланцы переходят в филлиты, затем в слюдистые микрокристаллические и кристаллические сланцы и даже гнейсы, а в кварцитах развивается фельдшпатизация. На горе Ковриге среди них в резко подчиненном количестве залегают спилиты и кварцевые кератофиры, а в низовьях Оленьей — кератофиры (Ф. П. и Е. К. Ковригины). Кроме того, пласты кислых эффузивов в свите отмечаются по Большой Алманакан (Н. С. Подгорная и А. Г. Гурьев).

Более глубоко метаморфизованы отложения погорюйской свиты на севере Южно-Енисейского кряжа, где они входят в состав бегло рассмотренной выше толщи кристаллических сланцев, кварцитов и гнейсов.

Подводя итог всему сказанному о строении погорюйской свиты, отметим, что на всем Енисейском кряже она сложена мощной толщей песчано- и алеврито-глинистых и реже глинистых сланцев. В нижней и средней частях этой толщи в восточных разрезах присутствуют пласты и пачки кварцитовидных песчаников и алевролитов, иногда образующие ритмичное переслаивание со сланцами. Количество песчаников и алевролитов от места к месту колеблется, в общем убывая к западу, параллельно с ростом мощности всей свиты (см. фиг. 5). В западных разрезах в погорюйской свите местами появляются прослои карбонатных и вулканогенных пород.

Свита карточки

Под названием свиты карточки С. В. Обручев (1929_{1-2}) описал в Нижнем Приангарье толщу пестроцветных известняков и мергелей.

Эта свита, благодаря своему характерному облику, хорошо выделяется в монотонной толще рифея Енисейского кряжа и служит надежным маркирующим горизонтом. Ее выходы (см. фиг. 39) протягиваются от р. Иркинеевой вдоль обоих крыльев Иркинеевского поднятия, прослеживаются вдоль долины р. Ангары по южному крылу Ангаро-Питского синклинория и четко обрисовывают западное его крыло, протягиваясь в общем в меридиональном направлении вдоль левобережья Рыбной и далее на север к устью Чиримбы и к верховьям Хаинки. Здесь выходы свиты обрамляют северную центриклиналь синклинория и вдоль его восточного крыла тянутся на юг к верховьям Большого Пита, Горбилка и Каменки, далее к югу срезаясь разломом. Кроме того, выходы свиты наблюдаются на крыльях поднятий, осложняющих структуру Ангаро-Питского синклинория, в верховьях Ишимбы, в приустьевой части Горбилка и в бассейне Большой Каченды и Кольчугана. К западу от упомянутого синклинория в пределах Татарского антиклинория свита карточки обнажается на крыльях Кадринской синклинали и наблюдается кое-где западнее в узких тектонических клиньях среди поля развития удерейской и погорюйской свит. В Бурмакинском синклинории свита обрамляет крылья Орловской синклинали в приустьевой части Большого Пита (см. фиг. 7) и наблюдается в междуречье Верхней Сурнихи и Исаковки. Крайние северные выходы свиты карточки известны в верховьях Большой Черной (см. фиг. 40).

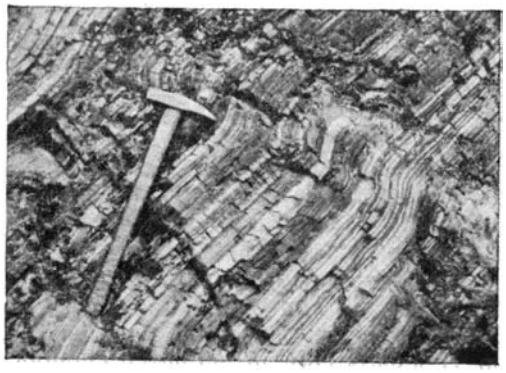
На всей рассматриваемой территории свита карточки залегает на погорюйской согласно, с постепенным переходом, и граница между ними проводится по смене темно-серых глинисто-алевритовых сланцев зеленовато-серыми глинисто-известковистыми сланцами и известняками.

Крайние юго-восточные разрезы свиты вскрыты по р. Иркинеевой. Здесь у скалы Карточки, отделяясь от погорюйской свиты перерывом в обнажении в 35 *м* по мощности, залегают (снизу вверх).

[1] Мергели вишнево-красные, тонкополосчатые, тонкослоистые, распадающиеся на плитки в 0,2—1,0 *см*, с прослоями вишнево-красных и реже зеленовато-серых афанитовых мергелистых известняков, количество которых вверх по разрезу возрастает. Видимая мощность 15 *м*.

2. Известняки афанитовые, тонкослоистые, мергелистые в нижних 10 *м* зеленовато-серые, выше грязно-вишневые с прослоями зеленовато-серых, с тонкой (0,5—3 *см*) полосчатостью (фиг. 4) за счет изменения цвета прослоев и неравномерного распределения глинистого материала. Мощность 55 *м*.

3. Известняки зеленовато-серые, у кровли серые, тонко-полосчатые, афанитовые, фарфоровидные, распадающиеся на ровные тонкие плитки по тончайшим мергельным примазкам, у кровли с линзовидными прослоями в 2—3 *см* дымчато-серого кремня. В верхней части пачки в 4-метровом пласте породы брекчированы; угловые плоские обломки размером 10—12 *см* «плавают» в карбонатном цементе. Мощность пачки 130—140 *м*.



Фиг. 4. Полосчатые известняки свиты карточки в скале Карточка по р. Иркинеевой

Общая мощность описанных пород 200—210 *м*; выше залегают доломиты аладьинской свиты.

К западу от р. Иркинеевой, как показывают разрезы по р. Нижней Тери у устья Большой Рассохи, в приустьевой части рек Тальца и Лунчи, а также по Ангаре выше устья ручья Ивашкин, общий тип строения свиты карточки сохраняется, но мергели в ее основании замещаются известняками, а соотношения различно окрашенных известняков от места к месту колеблются (Семихатов, 1960[1]). Мощность свиты в упомянутых разрезах 220—250 *м*.

Западнее, по правому берегу Ангары выше устья Верхней Ослянки, вскрыт один из лучших разрезов свиты карточки (фиг. 5). На зеленовато-серых глинистых и песчано-глинистых сланцах погорюйской свиты без резких границ залегают (снизу вверх).

1. Известняки глинистые зеленовато-серые тонкозернистые до пелитоморфных, тонкослоистые, тонкополосчатые за счет наличия тончайших глинистых прослоечек, с прослоями внешне похожих мергелей и глинисто-известковистых сланцев. Мощность 160—170 *м*.

Известняки глинистые, грязного вишнево-красного цвета, с более темными красными и зеленовато-серыми полосами, пелитоморфные, тонкоплитчатые. На левом берегу Ангары среди описываемых пород присутствуют кошенильно-красные полосчатые известняки, обогащенные гематитом (Fe_2O_3 до 10%). Мощность 160—170 *м*.

3. Известняки, аналогичные слою 1 в нижней части с 12-метровым прослоем вишневых разностей, а в верхней — с прослоями белых тонкозернистых известняков. Мощность 90 *м*.

Мощность свиты карточки в описанном разрезе 400—420 *м*. Она согласно перекрывается аладьинскими доломитами. Близкий к описанному, но хуже обнаженный разрез свиты наблюдается ниже по Ангаре у Аладьинской шиверы. Мощность свиты здесь 400—450 *м*.

Ниже по Ангаре хорошие разрезы свиты карточки наблюдаются лишь у скал Мешки. Здесь всю свиту слагают зеленовато-серые, тонко- и мелкозернистые, тонкополосчатые известняки, распадающиеся на ровные слои в 1—5 *см;* мощность их около 400 *м*.

Так же построена свита карточки и на западном крыле Ангаро-Питского синклинория в верховьях Талой; мощность ее, по данным А. В. Лесгафта, около 200 *м*.

В более северных районах на восточном крыле Ангаро-Питского синклинория, по р. Каменке, близ фактории, обнажены лишь средние гори-

зонты свиты, представленные зеленовато-серыми, очень тонкозернистыми, тонкоплитчатыми полосчатыми известняками. Среди них залегают пласты и линзы брекчии, состоящей из плоских или веретенообразных обломков тех же известняков размером от 1—2 до 20—25 *см* (обычно 3—7 *см*), рассеянных в базальном, также карбонатном, цементе.

Более полный разрез свиты карточки в рассматриваемой зоне вскрывается р. Горбилок выше зимовья Пятинамба. Здесь свиту слагают характерные полосчатые, тонкоплитчатые глинистые известняки и известково-глинистые сланцы в нижних 200—220 *м* зеленовато-серые, а в верхних 60 *м* — лиловато-серые и сиреневые. На них, по данным Ю. Н. Елхова, залегают темно-серые и серые толстослоистые известняки, относимые к аладьинской свите. Такой же разрез свиты карточки вскрыт по р. Горбилок у устья Малой Каченды. В основании пачки сиреневых известняков здесь наблюдается 3-метровый пласт конгломерато-брекчий, аналогичных описанным в составе свиты по р. Каменке, у фактории.

Таким образом, в верховьях Горбилка в верхней части свиты карточки исчезает столь типичная для нее в приангарских разрезах вишневая окраска. Она вновь появляется в той же полосе выходов свиты по р. Большой Пит, выше устья Оявола. Мощность свиты здесь приближенно может быть оценена в 200—300 *м*. Ниже по р. Большой Пит у устья ручья Золотой пачка вишнево-красных пород очень четко выделяется в кровле свиты карточки; кроме глинистых известняков, в ней присутствуют доломитизированные известняки. Видимая мощность свиты здесь около 300 *м*; она по небольшому разлому граничит с красногорской свитой.

К западу строение разрезов свиты карточки усложняется, а мощность их увеличивается (см. фиг. 5). По р. Большой Пит, у устья Ненчаны с постепенным переходом на погорюйской свите залегают (снизу вверх):

1. Известняки зеленовато-серые, тонкозернистые, фарфоровидные, тонкополосчатые, тонкоплитчатые, глинистые, иногда доломитизированные с прослоями и небольшими пачками внешне не отличимых от них известково-глинистых сланцев. В породах иногда видны трещины усыхания. Мощность 130—150 *м*.
2. Известняки, близкие к описанным, но окрашенные в вишневый цвет, с прослоями зеленовато-серых известняков. Мощность 80 *м*.
3. Известняки зеленовато-серые, близкие к описанным в слое 1, несколько менее глинистые. Мощность 80—100 *м*.
4. Известняки вишнево-красные, аналогичные описанным в слое 2. Мощность 120—150 *м*.

Общая мощность свиты карточки в приведенном разрезе 400—500 *м*. Выше залегают темно-серые известняки аладьинской свиты.

Несколько ниже по р. Большой Пит, у устья ручья Юргули вскрывается очень близкий к описанному разрез свиты карточки, но соотношение различно окрашенных пачек в нем несколько меняется, и вишневые известняки в верхних 50—60 *м* замещаются зеленовато-серыми. В общем так же построена свита и по западному борту Ангаро-Питского синклинория в приустьевой части Чиримбы и по р. Большой Пит, ниже устья Горбилка. Мощность свиты 400—450 *м*.

Приведенные данные показывают, что четко выделяющиеся в отдельных разрезах пачки зеленовато-серых, зеленых, вишневых и сиреневых пород не выдерживаются по простиранию и на коротких расстояниях замещают друг друга (см. фиг. 5). Следовательно, этим пачкам нельзя придавать стратиграфическое значение, как это делают Б. Н. Горбунов, Е. В. Покровский и другие, и отсутствие той или иной из них нельзя рассматривать как свидетельство неполноты разреза (Семихатов, 1960_1).

На крайнем севере Енисейского кряжа свита карточки сохраняет основные черты своего строения. Здесь, по р. Большой Черной, в 2 *км* ниже

устья Верхней Колонки, на темные сланцы погорюйской свиты налегают (снизу вверх).

1. Сланцы глинистые, слабоизвестковистые, зеленовато-серые, с прослоями внешне не отличимых от них глинистых тонкослоистых известняков. Мощность 80—100 *м*.

2. Известняки красновато-сиреневые и вишнево-красные, тонкозернистые, с четкой тонкой полосчатостью за счет изменения окраски, тонкоплитчатые, мергелистые, с прослоями зеленовато-серых разностей, наиболее обычными в нижней части. Мощность 50—60 *м*.

3. Известняки зеленовато-серые, афанитовые, фарфоровидные, тонкоплитчатые, с тонкими (несколько миллиметров) ровными, более глинистыми, более темными прослойками и отдельными пластами известняков, аналогичных описанным в слое 2. Мощность 140—150 *м*.

Общая мощность описанных пород около 300 *м*, на них согласно налегают породы аладьинской свиты.

К западу от Ангаро-Питского синклинория выходы верхних горизонтов свиты карточки, подстилающих аладьинские доломиты, можно наблюдать по Большому Питу, в 3 *км* выше сел. Пит-Городок. Здесь они представлены вишневыми полосчатыми известняками. Ниже по Большому Питу, в скалах Щеки вскрывается своеобразный разрез свиты. Отделяясь от погорюйской свиты необнаженным промежутком в 150—200 *м* мощности здесь залегают (снизу вверх):

1. Сланцы глинисто-известковистые зеленовато-серые, полосчатые. Видимая мощность 10 *м*.

2. Известняки темно-серые и зеленовато-серые, у кровли почти белые, тонкозернистые и афанитовые, с четкой широкой полосчатостью, толстослоистые, с прослоями глинистых сланцев в нижней части и большим количеством стяжений и отдельными прослоями кремня в верхней. Мощность 40 *м*.

3. По четкой несколько неровной границе. Брекчия, состоящая из обломков размером от 1—2 до 40 *см* (обычно 3—10 *см*) известняков, аналогичных описанным выше, рассеянных в базальном цементе того же состава, что и обломки. Последние обычно уплощенные, угловатые, реже линзовидные и изометрические, неравномерно распределены в породе. Ориентированы они, как правило, параллельно слоистости, но в ряде мест лежат хаотически. Среди такой брекчии наблюдаются линзы и пласты известняков, лишенные обломков. В них иногда наблюдаются прихотливые дисгармоничные мелкие подводнооползневые складочки. Мощность 40 *м*.

4. Известняки светло-серые и серые, в верхней части зеленовато-серые, глинистые, с неясной полосчатостью, толсто- и тонкослоистые, с линзами и участками пород, как в слое 3. Мощность около 200 *м*.

Суммарная видимая мощность описанных пород около 300 *м*. Выше залегают темные доломитизированные известняки, относимые нами к аладьинской свите.

Г. И. Кириченко (1958 $_3$) описанные выше брекчии относит к основанию красногорской свиты и считает, что они маркируют собою поверхность размыва. Н. А. Сапитов (1960$_2$) считает эти брекчии базальными образованиями аладьинской свиты. В отличие от этого, Е. В. Покровский включает их в состав свиты карточки и трактует как внутриформационные. К такому же выводу в 1959 г. пришел Ю. Н. Елхов относительно аналогичных брекчий, развитых в свите карточки в верховьях Большого Пита. Нам этот вывод представляется вполне справедливым. Отдельные прослои подобных брекчий мощностью в 2—3 *м*, широко развиты в свите карточки и, как мы увидим ниже, в аладьинской свите в пределах Ангаро-Питского синклинория. Они не приурочены к какому-либо одному стратиграфическому уровню, а от места к месту смещаются по разрезу, сильно варьируя в мощности и часто выклиниваясь. В составе их встречаются только вмещающие породы; обломки в них полуокатаны и «плавают» в карбонатном цементе, близком по составу обломкам. Весьма характерно, что в ряде мест среди рассматриваемых пород наблюдаются следы подводных оползней. Все сказанное позволя-

ет считать эти образования сингенетичной брекчией, а, возможно, частично и отложениями подводных оползней (Семихатов, 1960_1).

К западу от скал Щеки отложения свиты карточки наблюдаются в отдельных тектонических клиньях по р. Большой Пит, у устья Кондашимо и Лендахи. Эти разрезы важны тем, что в них среди пород, близких к описанным у скал Щеки, наблюдаются типичные для восточных разрезов свиты зеленовато-серые, тонкополосчатые, плитчатые известняки. В них у устья Кондашимо содержатся строматолиты *Conophyton confertus* forma nova.

К западу от описанных районов, в Бурмакинском синклинории, свита карточки — важнейший маркирующий горизонт рифея Енисейского кряжа — до недавнего времени не была известна. Это обстоятельство рассматривалось как один из аргументов в пользу представлений о неодновозрастности западного и восточного разрезов, вскрытого р. Большой Пит (см. гл. I). Лишь после исследований 1955 г. Г. И. Кириченко выделил эту свиту по р. Большой Пит ниже зимовья Большого Пита, а Ю. А. Озерский, кроме того, и западнее, по р. Большой Пит у устья Гремихи. Г. И. Кириченко развитые здесь породы ранее относил к заостровской свите, а в 1955 г. выделил под названием сосновской свиты, которую сопоставлял со свитами карточки и аладьинской.

По р. Большой Пит у одноименного зимовья с постепенным переходом на погорюйской свите залегают (снизу вверх):

1. Сланцы серые, глинисто-известковистые, с неясно обособленными прослоями таких же, но зеленовато- и палево-серых сланцев. Мощность 15—20 *м*.

2. Известняки светло-серые и розовато-серые, при выветривании приобретающие оранжевую окраску, тонкозернистые, с заметной на выветрелой поверхности тонкой полосчатостью и иногда косой слоистостью, кремнистые. В нижней части — прослои серых известняков, полосчатых глинистых известняков и глинисто-карбонатных сланцев. Встречаются линзы серого кремня. Мощность 70—80 *м*.

3. Известняки зеленовато-серые с сиреневыми полосами, реже белые, фарфоровидные, толстослоистые. Мощность 50—60 *м*.

4. Грязно-вишневые, сиреневые и розовато-серые полосчатые глинисто-известковистые сланцы с четкой тонкой слоистостью, с прослоями, такими же, как и ниже, известняков. Мощность 100—150 *м*.

5. Доломиты кремовые, розоватые, оранжевые, пелитоморфные, с видимой на выветрелой поверхности тонкой полосчатостью, кремнистые. В кровле — метровый прослой кремня. Мощность 20 *м*.

Суммарная мощность свиты карточки около 300 *м*. На ней без признаков размыва залегают глинистые сланцы с прослоями кварцитов красногорской свиты.

По данным Ю. А. Озерского, сходный разрез свиты карточки наблюдается в приустьевой части Сухого Пита и по р. Каменке. Несколько иной разрез свиты вскрывается на западном крыле Орловской синклинали по р. Большой Пит — от устья Гремихи до о-ва Пема (снизу вверх):

1. Сланцы зеленовато- и коричневато-серые, глинисто-известковистые. Мощность 30—40 *м*.

2. Известняки и доломитизированные известняки серые и светло-серые, при выветривании желтеющие, толстослоистые, с тонкими прослоями известково-глинистых сланцев и пластами до 5 *м* туфов и туфопесчаников. Мощность 120—150 *м*.

3. Известняки, близкие к лежащим ниже, с пластами серых, нередко строматолитовых доломитов, глинистых сланцев, песчаников и гравелитов. В сложении терригенных пород значительную роль играет примесь вулканогенного материала и породы местами представляют собою туфопесчаники и туфогравеллиты. С ними тесно связаны литокластические туфы порфиров и порфиритов, слагающие среди них отдельные участки и прослои. У кровли пачки — два пласта конгломерата с гальками кварца, глинистых сланцев и кварцитов. Среди встреченных здесь строматолитов нами определены *Conophyton confertus* forma nova. Мощность около 150 *м*.

Общая мощность свиты карточки 300—350 *м*, выше согласно залегают отложения красногорской свиты.

Как уже говорилось, Г. И. Кириченко описанные породы выделяет в

сосновскую свиту. Приведенные данные показывают, что специфика этих отложений не столь велика, чтобы выделять их в особую свиту, тем более, что геологическим картированием доказаны переходы описанных пород в типичные породы свиты карточки восточного крыла Орловской синклинали.

Н. А. Саритов (1960$_2$) относит породы, залегающие выше туфоконгломератов, упомянутых в слое 3, к аладьинской свите и считает, что они залегают с размывом на свите карточки. Но признаков этого размыва в разрезе не наблюдается, а сами туфоконгломераты залегают среди однотипных пород и являются, несомненно, внутриформационными. Данных о параллелизации верхней части описанных пород с аладьинской свитой нет.

К северу от низовья Большого Пита свита карточки до последнего времени не описывалась. Только Ф. П. и Е. К. Ковригины в 1959 г. в среднем течении Исаковки и в низовьях Верхней Сурнихи выделили толщу серых толсто- и тонкослоистых, обычно мраморизованных доломитов, названную ими летнинской (Ковригин и Ковригина, 1960). Она залегает согласно на погорюйской свите и в нижней своей части местами содержит прослои кварцитов и сланцев. По стратиграфическому положению и составу летнинская толща хорошо сопоставляется со свитой карточки приустьевой части Большого Пита. Мощность свиты, по данным упомянутых геологов, на р. Исаковке достигает 900 *м*; в низовьях Верхней Сурнихи сокращается до 300 *м*, а в среднем течении этой реки свита исчезает из разреза, и лежащие выше толщи залегают прямо на погорюйской свите. Ф. П. и Е. К. Ковригины объясняют это трансгрессивным залеганием тунгусикской серии. Но не исключено, что выпадение свиты из разреза связано со срезанием ее еще не выявленным тектоническим нарушением.

В описанных доломитах на реках Летней и Верхней Сурнихе Ф. П. и Е. К. Ковригиными найдены строматолиты, определенные нами как *Baicalia* forma indet.

Приведенные данные показывают, что на большей части рассматриваемой территории отложения свиты карточки представлены в общем довольно однообразной толщей пестро окрашенных глинистых тонкослоистых полосчатых известняков, мощность которых от крайних восточных разрезов (река Иркинеева, верховье Большого Пита и Горбилка) на коротком расстоянии значительно увеличивается (см. фиг. 5), а далее к западу остается примерно одинаковой. Параллельно с этим в свите карточки постепенно пропадает пестрая окраска, породы делаются более толстослоистыми. Среди них появляются строматолитовые разности, а в крайних западных разрезах — и туфогенные породы.

Аладьинская свита

Под названием аладьинской свиты С. В. Обручев (1929$_{1-2}$, 1932) описал светлые, часто брекчированные доломиты, залегающие в Нижнем Приангарье на свите карточки. Аладьинская свита пользуется довольно широким распространением в пределах Иркинеевского выступа, Ангаро-Питского синклинория и в юго-восточной части Татарского антиклинория. В указанных районах она участвует в сложении тех же структур, что и свита карточки, и местами, как, например, в междуречьи Лунчи и Иркинеевой, слагает обширные поля (см. фиг. 39). Кроме того, аладьинская свита известна на ограниченной площади на севере Енисейского кряжа, в бассейне Большой Черной. В западной части кряжа литологические аналоги аладьинской свиты в разрезе не выделяются.

На всей площади своего распространения аладьинская свита залегает на свите карточки согласно, без следов размыва, хотя в ряде приан-

гарских разрезов она и начинается 2—3-метровым пластом брекчии. В более северных районах граница между свитами более расплывчатая и проводится по смене пестро окрашенных глинистых известняков темно-серыми, сравнительно чистыми доломитизированными известняками и доломитами.

В бассейне Иркинеевой нижняя часть аладьинской свиты представлена серыми и светло-серыми, мелкозернистыми, нередко брекчированными доломитами, обладающими тонкой ровной полосчатостью за счет изменения цвета прослоев. В породах наблюдаются мелкие как пластовые, так и секущие жилки белого кристаллического доломита (иногда с магнезитом), крайне неравномерно распределенные в породе, а в нижних нескольких десятках метров — и стяжение кремня. Верхняя часть свиты сложена светло-серыми, иногда розоватыми и блекло-сиреневыми мелкозернистыми сахаровидными доломитами, неяснополосчатыми, толстослоистыми и массивными. Мощность аладьинской свиты в бассейне Иркинеевой, по-видимому, не превышает 500—600 *м*.

Несколько западнее, по Ангаре в Маньзинской скале, вскрывается один из лучших разрезов аладьинской свиты. На свите карточки здесь залегают (снизу вверх):

1. Доломиты светло-серые, мелкозернистые, массивные, в нижней части брекчированные, с редкими жилками кристаллического доломита, в верхней части иногда полосчатые. Мощность 150 *м*.
2. Доломиты светло-серые, мелкозернистые, массивные, окремнелые, местами полосчатые, с неясной толстой пластообразной отдельностью и иногда стяжениями кремня. Мощность 300 *м*.
3. Доломиты светло-серые с ясной полосчатостью, толстослоистые, тонкозернистые в верхней части, темно-серые, сильно пахнущие битумом при ударе. Мощность 100—150 *м*.

Общая мощность описанных пород 550—600 *м*, выше залегают сланцы красногорской свиты.

К западу от приведенного разреза, по правому берегу Ангары, у устья ручья Ивашкин, количество жилок доломита в аладьинской свите вновь возрастает и строение ее мало чем отличается от описанного по р. Иркинеевой. Мощность свиты здесь также 550—600 *м*. В 0,5 *км* выше устья р. Джур в правом бичевнике Ангары можно видеть, как описанные породы вверх по разрезу постепенно сменяются сланцами красногорской свиты.

В нижнем течении Каменки в 3 *км* выше скал Палати аладьинская свита сложена толсто- и тонкослоистыми светлыми желтовато-серыми тонкозернистыми доломитами с четкими полосами толщиной от 0,1 до 2—3 *см* темного зеленовато-серого цвета, следующими то через 2—5 *мм*, то через 10—12 *см*. Среди этих доломитов прослеживаются четко ограниченные пачки в 8—10 *м* брекчий тех же пород. Обломки в них не ориентированы, не окатаны и имеют вид брусков, параллельных полосчатости, длина и толщина которых варьирует в широких пределах.

К западу от р. Каменки, по Ангаре у скал Столбы и Потоскуйского Быка и у Аладьинской шиверы, среди преобладающих в составе свиты доломитов, близких к описанным выше, появляются пачки мощностью до 100—130 *м* черных глинистых оттрелитовых карбонатных сланцев, линзы и прослои до 15 *см* мощности черных кремней. Мощность аладьинской свиты здесь достигает 700—800 *м*. Несколько ниже по Ангаре, в районе дер. Бык, сланцы в составе аладьинской свиты вновь исчезают, и свита слагается светло-серыми, в нижней части полосчатыми массивными доломитами с магнезитом (Игнатова, 1960), внешне очень близкими к описанным в нижнем течении Каменки. Характерно, что параллельно с исчезновением из разреза свиты сланцев ее мощность сокращается и в районе дер. Бык составляет 400—500 *м*.

К северу от описанных разрезов, в бассейне Талой и Киргитея, в аладьинской свите среди доломитов появляются известняки, а мощность ее, по данным А. В. Лесгафта, не превышает 300 *м*. Среди этих пород залегают пластовые секущие прожилки и штокообразные тела кристаллического доломита и магнезита, местами с тальком. Далее к северу вдоль западного крыла Ангаро-Питского синклинория в верховьях ручья Шарыповского, по данным А. К. Рублева и Ю. А. Сагитова (1960_2), в составе аладьинской свиты существенную роль приобретают темно-серые и черные доломиты, среди которых появляются черные доломитизированные и чистые известняки. Мощность свиты здесь не более 200—250 *м*.

Севернее, в бассейне Удерея и Большого Пита, характерные породы аладьинской свиты до недавнего времени не были известны. Ф. Я. Пан и А. К. Рублев (1948—1950 гг.) склонны были объяснять это фациальными переходами аладьинских доломитов на севере в известняки, не отличимые от известняков свиты карточки. Этот вывод как будто подкреплялся тем, что Б. Н. Горбунов в 1952 г. по р. Большой Пит у устья Ненчаны между пестрыми известняками карточки и потоскуйскими сланцами выделил толщу темных известняков, которую предположительно сопоставил с аладьинской свитой Ангары. Но в то же время Горбунов утверждал, что в других разрезах потоскуйская свита залегает на различных горизонтах свиты карточки.

В последующие годы аналогичная толща темных известняков была выделена и в некоторых других разрезах в бассейне Большого Пита, но ее обычно включали в состав потоскуйской подсерии (свиты). Ссылаясь на то, что аладьинские брекчированные доломиты в бассейне Большого Пита отсутствуют и что рассматриваемая толща приходит в соприкосновение то с зелеными, то с красными известняками свиты карточки и заключает в себе пласты конгломерато-брекчии, геологи пришли к выводу о несогласии в основании потоскуйской свиты. Этот вывод не был отвергнут и после того, как Ю. Н. Елхов в 1959 г. описал аладьинскую свиту в ее типичном выражении у устья Оявол и по р. Пятинамбе и сопоставил с ней упомянутую толщу известняков других разрезов бассейна верхнего течения Большого Пита. Этот вывод поддержали Н. А. Сагитов (1960_{1-2}) и М. А. Семихатов (1960_1), но первый из них считает, что аладьинская свита в бассейне Большого Пита залегает несогласно на свите карточки, а второй отстаивает наличие постепенных переходов между этими свитами.

У устья Оявол на свите карточки залегают серые, темно-серые и черные мелкозернистые массивные доломиты (кальцита не более 10%). Породы обычно полосчаты и в нижней своей части содержат мелкие пластовые и секущие линзочки и жилки белого мелкокристаллического доломита. Мощность их около 200 *м;* вверх по разрезу они постепенно сменяются породами красногорской свиты. В верховьях р. Пятинамбы среди аналогичных доломитов присутствует магнезит.

Западнее подобные породы отсутствуют, а их место в разрезе занимает упоминавшаяся толща темных доломитизированных известняков. Лучший ее разрез вскрыт по р. Большой Пит, выше устья Ненчаны (снизу вверх).

1. Доломитизированные известняки темного дымчато-серого цвета, пелитоморфные, плитчатые, с линзами в 1—2 *см* темно-серых кремней и прослоями черных тонкополосчатых глинистых известняков. В средней части пачки залегает 2-метровый пласт брекчии, состоящей из полуокатанных и угловатых обломков вмещающих пород размером от 0,5 до 12—15 *см*, рассеянных в карбонатном цементе. В нем наблюдаются прихотливые подводно-оползневые складки. Мощность 70—80 *м*.

2. Доломитизированные известняки черные, мелко- и тонкозернистые, плитчатые, обычно с прерывистыми глинистыми прослойками, которые придают породе тонкую правильную полосчатость. Среди этих пород выделяются более тонкослоистые (2—5 *см*) известняки, роль которых вверх по разрезу растет. Мощность 60—70 *м*.

Общая мощность описанных пород 130—150 *м;* они с постепенным переходом залегают на вишневых известняках свиты карточки и согласно (контакт не вскрыт, перерыв в обнажении 20 *м*) перекрываются сланцами красногорской свиты. Это определяет принадлежность их к аладьинской свите.

Судя по небольшим разрозненным обнажениям и многочисленным высыпкам, аладьинская свита сложена теми же породами в приустьевой части Чиримбы, по р. Большой Пит, ниже устья последней, по р. Горбилок у устья Малой Каченды и, по данным Ю. Н. Елхова, выше устья Пятинамбы. По р. Большой Пит, ниже устья Горбилка аладьинская свита в разрезе отсутствует, по-видимому, срезана небольшим разломом.

Близко к описанному строение свиты и по р. Большой Пит, выше сел. Пит-Городок. Здесь среди доломитизированных известняков залегает несколько мощных (2—2,5 *м*) монолитных пластов таких же, но брекчированных пород и карбонатной брекчии, очень похожей на описанную у устья Ненчаны. Все породы в рассмотренном разрезе рассечены сетью жилок белого доломита. Мощность свиты здесь 150—200 *м*.

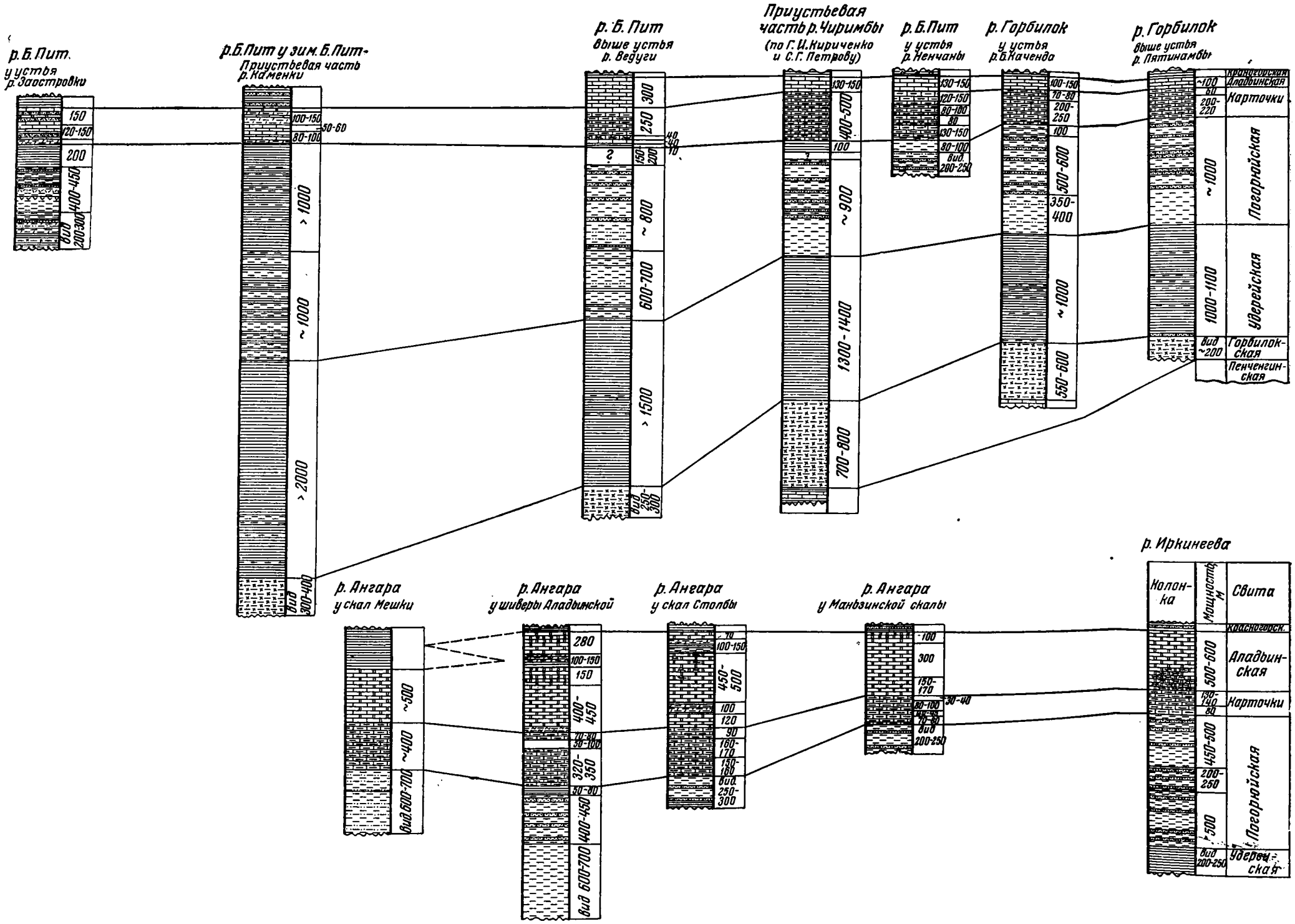
Аналогичными породами аладьинская свита представлена и по р. Большой Пит у скал Щеки и на севере кряжа, по р. Большая Черная (Семихатов, 1960_1). Мощность ее здесь соответственно 140—150 и 100—120 *м*.

В пользу параллелизации описанной толщи с аладьинской свитой говорит ее стратиграфическое положение и переход на восток, к верховьям Большого Пита, и на юг, вдоль западного крыла Ангаро-Питского синклинория, в типичные аладьинские брекчированные доломиты местами с магнезитом.

Выше говорилось, что в литературе господствует мнение о принадлежности рассмотренной толщи к потоскуйской подсерии (свите) и о наличии в верховьях Большого Пита несогласия в ее основании. Доводы в пользу этого наиболее подробно рассмотрены Н. А. Сагитовым (1960_{1-2}).

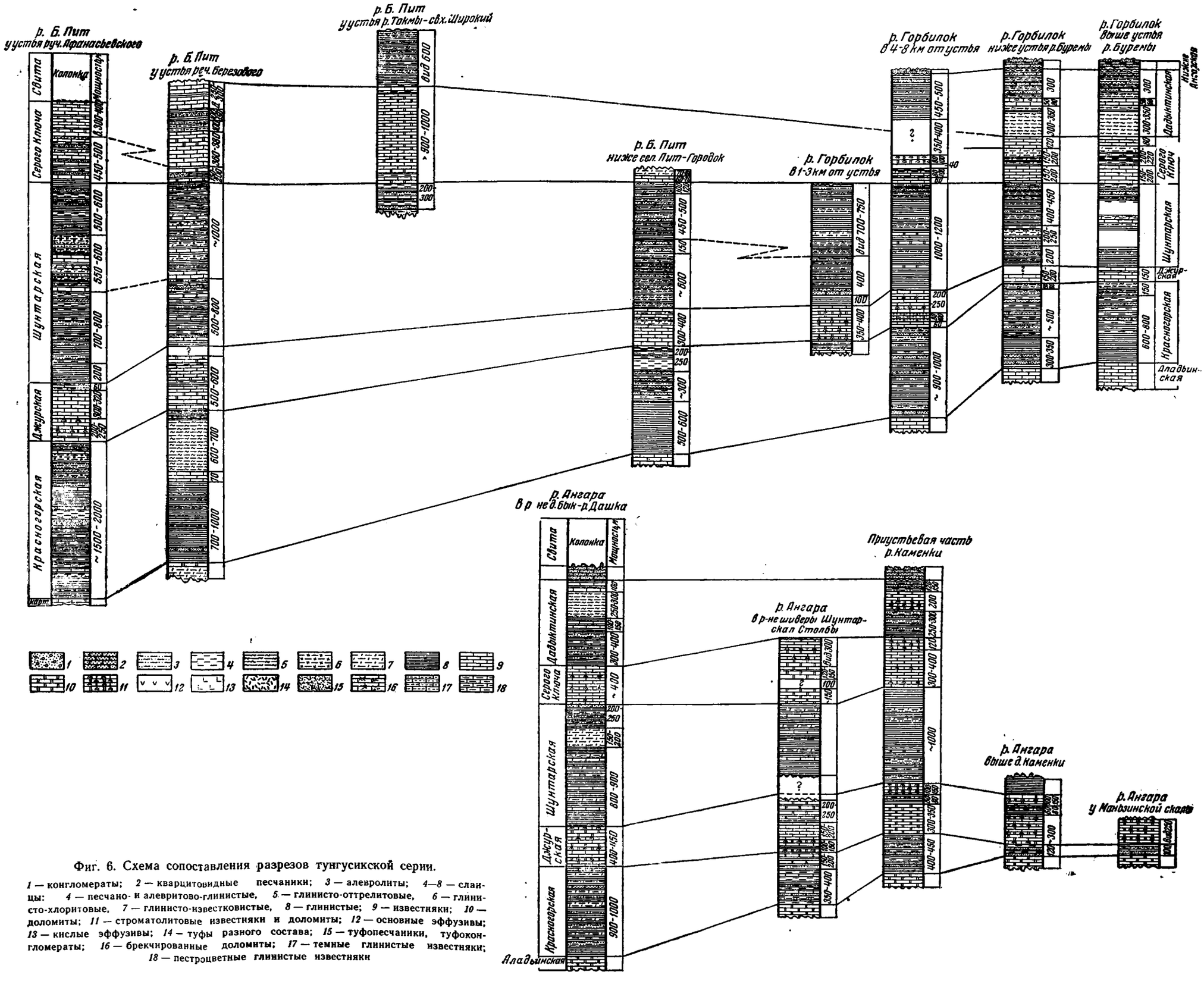
Но в свете новых данных эта точка зрения не может быть принята Пачки, выделяющиеся в свите карточки по окраске пород, как мы видели выше, не выдерживаются по простиранию и на коротких расстояниях замещают друг друга. Конгломерато-брекчии, залегающие среди темных известняков, по своему типу аналогичны конгломерато-брекчиям, встречающимся внутри свиты карточки и в аладьинской свите в приангарских разрезах и вместе с ними, несомненно, принадлежат к типу сингенетичных, частично подводнооползневых брекчий. Они встречаются на различных уровнях даже в близко расположенных разрезах, и поэтому их нельзя принимать за границу свит карточки и аладьинской, как это делает Н. А. Сагитов (1960_{1-2}). Такое проведение границы упомянутых свит повело к тому, что Н. А. Сагитов в ряде разрезов к аладьинской свите отнес типичные породы свиты карточки.

В верхнем течении Большого Пита в ряде мест наблюдаются постепенные переходы от свиты карточки к темным доломитизированным аладьинским известнякам. Лежащие выше сланцы красногорской свиты (потоскуйской подсерии) в бассейне верхнего и среднего течения Большого Пита залегают только на сравнительно маломощной аладьинской свите; во всех разрезах свиты залегают согласно, а выше устья Оявола между ними вскрыты постепенные переходы. Все это говорит о том, что в верхнем течении Большого Пита свиты карточки, аладьинская и красногорская залегают согласно. Не выдерживают критики и другие доводы, приводимые Н. А. Сагитовым в пользу несогласного залегания аладьинской свиты — различный структурный план, другая степень метаморфизма доаладьинских и аладьинских отложений и др.



Фиг. 5. Схема сопоставления разрезов сухопитской серии.

Условные обозначения те же, что на рис. 6



Фиг. 6. Схема сопоставления разрезов тунгусикской серии.

1 — конгломераты; *2* — кварцитовидные песчаники; *3* — алевролиты; *4—8* — сланцы: *4* — песчано- и алевритово-глинистые, *5* — глинисто-оттрелитовые, *6* — глинисто-хлоритовые, *7* — глинисто-известковистые, *8* — глинистые; *9* — известняки; *10* — доломиты; *11* — строматолитовые известняки и доломиты; *12* — основные эффузивы; *13* — кислые эффузивы; *14* — туфы разного состава; *15* — туфопесчаники, туфоконгломераты; *16* — брекчированные доломиты; *17* — темные глинистые известняки; *18* — пестроцветные глинистые известняки

В нижнем течении Большого Пита в разрезе нет не только типичных для приангарской фации аладьинской свиты брекчированных доломитов, но нет и описанной выше пачки темных известняков. Прямо на свиту карточки здесь налегают сланцы и песчаники красногорской свиты, причем переход между этими свитами, как можно видеть по р. Большой Пит ниже зимовья Большого Пита, четкий, но без всяких признаков размыва. Можно думать, что в западных разрезах Енисейского кряжа аладьинская свите фациально замещается породами, не отличимыми от лежащих ниже или выше. В пользу такого предположения, на наш взгляд, говорит появление в аладьинской свите у скал Столбы (Ангара) сланцев, не отличимых от красногорских, и резкое сокращение мощности аладьинских доломитов к западу от этих разрезов. Здесь эти доломиты лишены сланцевых прослоев, зато в нижней части сланцевой толщи красногорской свиты присутствуют прослои доломитов, близких к аладьинским.

Таким образом, в приангарских разрезах аладьинская свита представлена однообразными серыми доломитами, иногда с магнезитом. Мощность свиты увеличивается от 500 *м* в бассейне Иркинеевой до 800 *м* — в районе скалы Потоскуйский Бык. Западнее верхняя часть свиты, по-видимому, замещается сланцами, а в северо-западном и северном направлении доломиты переходят в доломитизированные известняки. Мощность последних в бассейне верхнего и среднего течение Большого Пита несколько увеличивается с востока на запад. В нижнем течении Большого Пита аладьинские известняки замещаются сланцами, не отличимыми от лежащих выше, и аладьинская свита здесь уже не может быть выделена в разрезе.

ТУНГУСИКСКАЯ СЕРИЯ

По решению Междуведомственного совещания по унификации стратиграфических схем Сибири (Решения..., 1959) к тунгусикской серии отнесен мощный сланцево-карбонатный комплекс, разделенный на две свиты — потоскуйскую и киргитейскую (см. табл. 2). Эти свиты обнимают пять подсвит — красногорскую, джурскую, шунтарскую, Серого ключа и дадыктинскую,— относительно которых в Решениях сказано, что они имеют местное значение и не обязательно выделяются на геологических картах масштаба 1 : 200 000 и мельче. В то же время Г. И. Кириченко (1955—1958) и другие геологи ВСЕГЕИ считали эти пять подсвит самостоятельными свитами и приводили данные в пользу их региональной выдержанности.

Новые данные подтвердили региональную выдержанность упомянутых пяти свит, а наши данные (Семихатов, 1960_{1-2}) позволили выделить их не только в юго-восточной и центральной частях Енисейского кряжа, где они устанавливались ранее, но и на северной оконечности кряжа и в так называемых западных разрезах — в Приенисейской полосе,— где среди рифейских отложений появляются вулканогенные породы. Наши данные, как уже говорилось, позволили отказаться от особой схемы расчленения западных разрезов рифея и дали возможность увязать их с разрезами восточной части кряжа в рамках принятой стратиграфической схемы (Семихатов, 1960_1). В последние годы была детализирована и схема расчленения тунгусикской серии, принятая Красноярским геологическим управлением (см. гл. I).

Последовательность свит внутри тунгусикской серии наилучшим образом устанавливается в Ангаро-Питском синклинории в низовьях Каменки, по р. Горбилок и в верховьях Большого Пита (см. фиг. 39). На крыльях развитых здесь пологих, хорошо обнаженных синклиналей наблюдается последовательное налегание друг на друга всех пяти свит

серии и взаимоотношения ее с ниже- и вышележащими сериями. То же можно наблюдать на южном крыле упомянутого синклинория в бассейне Дашки, но этот участок плохо обнажен. Последовательность нижних четырех свит серии и лежащие ниже породы вскрываются также в Кодринской синклинали и в приустьевой части Большого Пита — в Орловской синклинали (см. фиг. 7 и 39).

Выше говорилось, что в литературе господствует мнение о несогласном залегании тунгусикской серии на более древних породах. Новые данные показывают, что несогласие между ними существует, по-видимому, лишь в северной части Бурмакинского синклинория.

Красногорская свита

Красногорскую свиту выделил Г. И. Кириченко (1948) и отнес к ней глинистые сланцы с прослоями песчаников, обнажающиеся в верховьях Каменки на горе Красной. Первоначально эта свита была отнесена к каменскому комплексу (см. гл. I). В приангарских разрезах сходные породы, залегающие на том же стратиграфическом уровне, С. В. Обручев (1929_{1-2}) выделил под названием потоскуйской свиты. После того как О. П. Горяинова, Э. А. Фалькова, Ф. Я. Пан, А. К. Рублев и другие доказали одновозрастность приангарского и каменского комплексов, по правилу приоритета следовало бы отказаться от названия «красногорская» свита, но положение осложнилось тем, что геологи Красноярского геологического управления под названием «потоскуйской», кроме одноименной свиты С. В. Обручева, описывали и лежащую выше джурскую свиту, и к 1954—1955 гг. такое понимание ее объема стало господствующим. Поэтому Межведомственное совещание по унификации стратиграфических схем Сибири, во избежание разночтения, сочло возможным включить в унифицированную схему рифея (синия) Енисейского кряжа красногорскую свиту.

Красногорская свита пользуется широким распространением. В пределах Иркинеевского выступа две узкие полоски ее выходов прослеживаются в субширотном направлении, но несколько западнее в пределах Ангаро-Питского синклинория она слагает обширные поля. Ее выходы протягиваются широкими лентами вдоль восточного крыла синклинория по левобережью Каменки к верховьям Горбилка, Большого Пита и Тыры, откуда тянутся вдоль западного крыла структуры к устью Чиримбы и Горбилка и далее к югу в бассейн Киргитея и к Ангаре (см. фиг. 39). Кроме того, рассматриваемая свита обнажается в бассейнах Тужимо, Большой и Малой Каченды, Кольчугана и Ненчаны на крыльях поднятий, осложняющих внутреннее строение Ангаро-Питского синклинория. К западу от последнего красногорская свита обнажается на крыльях Кодринской синклинали и пользуется широким распространением в пределах Бурмакинского синклинория в приустьевой части Большого Пита и севернее, в междуречье Верхней Сурнихи и Кутукаса. На крайнем севере Енисейского кряжа красногорская свита выходит на поверхность в бассейне р. Большой Черной (см. фиг. 40).

На юго-востоке Енисейского кряжа, в бассейне р. Иркинеевой, красногорская свита представлена 80—100-метровой толщей темно-серых, зеленовато-серых и черных полосчатых глинистых и глинисто-алевритистых сланцев (фиг. 6). В нижней части они нередко железистые, краснеют при выветривании и содержат прослои светло-серых и малиновых неравномернозернистых кварцевых кварцитовидных песчаников, которые иногда имеют значительное количество гематита в цементе.

Ниже по Ангаре, против устья Маньзи и в 5 *км* выше устья Каменки прослои песчаников появляются и в верхней части свиты, а среди сланцев наблюдаются выклинивающиеся прослои и линзы сидерита в 7—

10 *см*. Мощность свиты здесь около 100 *м*. Выше устья Каменки можно наблюдать постепенные переходы красногорских пород к ниже- и вышележащим отложениям.

Несколько севернее, в нижнем течении Енды (приток Каменки) нижние 30—40 *м* красногорской свиты представлены чередованием мощных (0,5—1,5 *м*) пластов светлых кварцитовидных песчаников и более тонких прослоев глинистых серых сланцев, а лежащая выше часть свиты сложена черными и серыми глинистыми сланцами с прослоями кирпично-красных разностей и линзами песчаников и глинистых сидеритов. Мощность свиты 120—130 *м*.

Западнее количество песчаников в красногорской свите сокращается, и по р. Каменке, ниже устья ручья Глубокого они встречаются лишь спорадически. Мощность свиты здесь достигает 400—450 *м*.

Несколько больше песчаников в разрезе красногорской свиты, вскрытом на крыльях синклинали по Ангаре у устья Серого ключа. Используя наблюдения на обеих ее крыльях, удается составить следующий разрез свиты (снизу вверх):

1. Сланцы зеленовато-серые и серые, иногда малиновые, глинисто-алевритистые, с редкими тонкими прослоями глинистых известняков и серых мелкозернистых кварцитовидных песчаников. Линзы и желваки сидеритов. Мощность 350—400 *м*.
2. Сланцы аналогичные только что описанным с прослоями в 1—3 *м* светло-серых, серых и реже вишнево-красных мелко- и среднезернистых косослоистых песчаников, иногда железистых. У кровли отдельные прослои доломитов. Мощность 150—200 *м*.

Мощность красногорской свиты в этом разрезе примерно 400 *м*.

Ниже по Ангаре в районе Аладьинской шиверы и в урочище Листвяги строение свиты отличается от описанного лишь большей известковистостью пород в разрезе. Мощность ее здесь, по данным Б. Г. Цакулова и С. А. Поляковой, 900 *м*.

На западном крыле Ангаро-Питского синклинория в бассейне Киргитея и Удерея красногорская свита пока не выделена из состава потоскуйской подсерии.

В северной части Ангаро-Питского синклинория, по рекам Большой Пит и Горбилок и в верховьях Каменки красногорская свита хорошо выделяется в разрезе. В верховьях Каменки, на горе Красной, в ее составе залегают (снизу вверх):

1. Сланцы черные, глинистые, с большим количеством хлоритоида, изредка полосчатые, у основания — с пачкой морковно-красных полосчатых разностей. Видимая мощность 200—220 *м*.
2. Сланцы, близкие к описанным, но окрашенные в светлые голубовато и зеленовато-серые тона с прослоями и пятнами грязно-красного цвета. Мощность 100 *м*.
3. Сланцы, темно-серые, глинистые, полосчатые, иногда с хлоритоидом, с линзами и прослоями в 5—10 *см* серых косослоистых алевролитов. Мощность 100—120 *м*.
4. Сланцы вишнево-красные, глинистые, с прослоями и пачками таких же, но сильно ожелезненных сланцев, среднезернистых серых кварцитовидных косослоистых песчаников, послойно обогащенных гематитом, гематитовых песчаников, а в верхней части и зеленовато-серых и серых глинистых сланцев. В породах наблюдаются трещины усыхания. В кровле небольшая пачка зеленовато-серой существенно хлоритоидной породы. Мощность 170—200 *м*.

Видимая мощность свиты около 600 *м;* она перекрывается доломитами джурской свиты и подстилается (с перерывом в обнажении) известняками свиты карточки.

Сходный разрез свиты вскрывается по р. Горбилок, выше устья Ядуль. Нижняя, бо́льшая его часть мощностью 600—800 *м* здесь сложена темно-серыми и черными глинистыми, а вверху и глинисто-алевритовыми не полосчатыми сланцами. В их нижней части выделяется 70-метровая пачка таких же, но ожелезненных морковно-красных и пятнистых зеленовато-серых и грязно-бурых сланцев, а в верхней наблюдаются про-

слои и линзы в 2—4 *см* темно-серых тонкозернистых кварцитовидных песчаников и линзы сидерита. Верхние 150 *м* свиты в рассматриваемом разрезе слагают черные глинистые и глинисто-хлоритоидные сланцы, обычно полосчатые, с пластами зеленовато-серой, существенно хлоритоидной породы. Последняя состоит из основной слабо поляризующей глинисто-серицитовой массы, в которой в изобилии встречаются идиоморфные порфиробласты хлоритоида размером до 3—4 *мм*. Мощность красногорской свиты 800—1000 *м*.

Прекрасный разрез свиты вскрыт по р. Горбилок, у устья Малой Каченды, где на аладьинской свите, после небольшого перерыва в обнажении залегают (снизу вверх):

1. Сланцы черные, глинистые, тонкополосчатые, в нижней части с редкими прослоями серых средне- и грубозернистых кварцитовидных песчаников. Мощность 300—350 *м*.
2. Сланцы, так же, как и ниже, с тонкими (0,5—5 *см*) прослоями и линзочками светло-серых песчаников, неравномерно распределенными по разрезу и отдельными пластами мощностью до 1 *м* кварцитовидного средне- и мелкозернистого песчаника серого и вишнево-красного цвета. Мощность около 500 *м*.
3. Сланцы светло-серые и зеленовато-серые глинистые с прослоями глинисто-хлоритоидных. Мощность 50 *м*.

Похожий разрез красногорской свиты вскрывается и ниже по р. Горбилок в 13 *км* от устья, но из-за недостаточной обнаженности определить мощности отдельных его пачек не удается. На фоне общей темной окраски свиты здесь появляются пласты и пятна красного и бурого цветов.

Севернее, по р. Большой Пит, у устья Оявола, можно наблюдать, что породы, аналогичные описанным в слое 1 только что приведенного разреза, залегают на аладьинской свите с постепенным переходом. По р. Большой Пит, выше устья Ненчаны мощность красногорской свиты сокращается до 450—500 *м*, но в ней хорошо выделяются аналоги слоев 1 и 2—3 приведенного выше разреза.

Ниже по р. Большой Пит, у устья Чиримбы мощность красногорской свиты вновь возрастает, а в средней части появляются прослои до 10—15 *м* массивных известняков и известняково-глинистых сланцев. У устья ручья Большая Николина, в делювии, у подошвы свиты наблюдались вишневые глинистые сланцы.

Из приведенных разрезов видно, что в северной части Ангаро-Питского синклинория верхняя часть красногорской свиты отличается повышенным содержанием песчаного и алевритового материала. Как мы увидим ниже, то же характерно и для ее более западных разрезов.

Ю. Н. Елхов и Т. И. Киселев в 1958 г. эту часть разреза выделили в качестве самостоятельной свиты и описали ее под названием шунтарской, оставив за лежащей ниже частью название потоскуйской. То же самое в более западных районах сделали Е. В. Покровский и Ю. А. Озерский.

Не возражая против выделения рассматриваемой толщи в самостоятельную свиту, мы не можем согласиться с предложенным для нее названием. Дело в том, что в классических разрезах Приангарья шунтарская свита (действительно имеющая много общего с верхней частью красногорской свиты верховий Большого Пита) залегает на джурской свите, в то время как описанные выше породы подстилают джурскую свиту.

Чтобы не возвращаться к этому в дальнейшем, здесь же отметим, что геологи КГУ в различных районах по-разному понимают объем потоскуйской свиты (подсерии). В Приангарье к ней относят красногорскую и джурскую свиты, а в верховьях Большого Пита карбонатная толща, отвечающая джурской свите, включается уже в состав киргитейской свиты.

На севере Енисейского кряжа, в бассейне Большой Черной, красногорской свите отвечает нижняя часть чернореченской свиты геологов ВАГТ, верхняя часть которой соответствует джурской и шунтарской свитам (Семихатов, 1960_1). Красногорская свита здесь, как и в верховьях Большого Пита, сложена темными (нередко краснеющими при выветривании) и реже кирпично-красными глинистыми сланцами. Сланцы обычно обладают тонкой полосчатостью и содержат прослои темных алевролитов и алевритово-глинистых сланцев. Эти прослои наиболее обычны в верхней части свиты, где им сопутствуют линзы глинистых сидеритов. Мощность свиты 350—400 *м;* она согласно налегает на аладьинскую и перекрывается джурской свитой.

В Татарском антиклинории красногорская свита ныне выделяется лишь на крыльях Кодринской синклинали в районе сел. Пит-Городок. На ее северо-восточном крыле разрез свиты мало чем разнится от описанного у устья Малой Каченды, а на юго-западном отличается бо́льшим количеством кварцито-песчаников в верхней части свиты. Они дают пласты до 0,5 *м* мощности и в отдельных маломощных пачках преобладают над сланцами. Мощность свиты здесь 1000—1200 *м*.

Ниже по р. Большой Пит, в Каитьбинской синклинали широко развиты песчано-сланцевые толщи тунгусикской серии. Эти отложения очень сложно дислоцированы и рассечены множеством разломов, поэтому последовательность их напластования установить обычно не удается. В своем большинстве эти отложения, по-видимому, принадлежат шунтарской свите (см. ниже), но не исключено, что в отдельных блоках среди них выходят и красногорские породы.

Гораздо надежнее красногорская свита выделяется в Бурмакинском синклинории, в пределах которого, на крыльях Орловской синклинали (см. фиг. 7) наблюдается нормальная стратиграфическая последовательность ряда толщ. На ее восточном крыле по р. Большой Пит, ниже зимовья Большого Пита без признаков размыва на свите карточки залегают (снизу вверх):

1. Сланцы глинистые, филлитизированные, неясно-полосчатые, зеленовато-серые и серые с пачками черных, количество которых вверх по разрезу увеличивается. В нижних 30 *м* — редкие прослои в 0,2—0,5 *м* серых кварцитовидных песчаников. Мощность приблизительно 700—1000 *м*.

2. Известняки черные, глинистые, тонкозернистые, в верхней части с тонкими прослоями серых доломитов. Мощность 70 *м*.

3. Сланцы глинистые и глинисто-алевритистые, филлитизированные, в нижней части зеленовато-серые известковистые, выше черные, полосчатые с большим количеством хлоритоида. В верхней части прослои серых косослоистых алевролитов. Мощность 600—700 *м*. Общая мощность свиты около 1500 *м*; выше согласно залегают джурские известняки (см. фиг. 6 и 7).

Из сказанного ясно, что отложения, описанные выше, хорошо сопоставляются с отложениями красногорской свиты более восточных районов. И в тех и в других выделяется преимущественно сланцевая толща внизу и песчано- или алевритово-глинистая — вверху; как те, так и другие согласно перекрыты характерными джурскими породами. Но красногорская свита восточных разрезов залегает согласно на аладьинской свите, а рассматриваемая толща так же согласно лежит на свите карточки. Как уже говорилось, это, по-видимому, объясняется тем, что аладьинская свита в западных разрезах замещается породами, не отличимыми от ниже- или вышележащих. Таким образом, сланцевая толща, описываемая в Бурмакинском синклинории как красногорская свита, по-видимому, несколько превосходит объем этой свиты в восточных разрезах.

Разрез красногорской свиты на западном крыле Орловской синклинали, по Большому Питу ниже устья Гремихи, составить трудно, так как

она очень сложно дислоцирована и прорвана гранитами (см. фиг. 7). На свите карточки согласно здесь залегает толща, в целом сложенная темно-серыми и черными, реже зеленовато-серыми филлитовидными, нередко алевритистыми хлоритизированными сланцами с прослоями в 5—20 *м* глинисто-кремнистых и глинисто-хлоритовых сланцев, алевролитов и реже мелкозернистых песчаников и с отдельными пластами известняков. Примерно в средней ее части в 40—60-метровой пачке те же породы чередуются с прослоями от 0,5—1,5 до 10—12 *м* зеленовато-серых туфопесчаников и иногда сильно измененных туфов кислого состава. Общая мощность свиты здесь весьма приблизительно может быть оценена в 1500—2000 *м*.

Только что описанные породы Г. И. Кириченко (1956_3, 1958_3 и др.) выделяет в крутошиверскую и бурмакинскую свиты, которые сопоставляет со всей тунгусикской серией. С подобным сопоставлением мы не можем согласиться. Ю. А. Озерский в 1958 г. доказал докиргитейский возраст этих пород, а нами (Семихатов, 1960_2) установлено, что они согласно перекрываются джурской свитой — второй снизу свитой тунгусикской серии (см. фиг. 6). Таким образом, крутошиверская и бурмакинская свиты, выделенные на западном крыле Орловской синклинали, занимают то же стратиграфическое положение, что и близкие к ним по составу породы красногорской свиты на восточном крыле складки. Параллелизация этих толщ доказывается и геологическим картированием (см. фиг. 7). Разделить же в общем однообразную гремихинско-крутошиверскую толщу даже на небольшом удалении от хорошо обнаженной долины Большого Пита нам не удалось, ввиду чего от выделения этих свит пришлось отказаться.

В более северных районах Бурмакинского синклинория и в Нижне-Вороговском синклинории отложения, которые могут быть параллелизованы с красногорской свитой, описаны Ф. П. и Е. К. Ковригиными (1960 и др.) под названием исаковской толщи[1]. В ее составе по рекам Исаковке, Верхней и Нижней Сурнихе и Кутукасу преобладают мусковитово-кварцевые и кварцево-мусковитовые микрокристаллические, большей частью известковистые сланцы и филлиты, иногда содержащие хлоритоид, эпидот или амфибол. Породы окрашены в серые, темно-серые и зеленовато-серые тона и в основании содержат прослои кварцито-песчаников и конгломератов, а в средней части — пласты и небольшие пачки хлоритовых сланцев и эффузивов кислого и основного состава, обычно превращенные в зеленые сланцы. Здесь же наблюдаются редкие пласты кристаллических известняков. Верхняя часть толщи отличается значительным развитием доломитов и известняков и, по-видимому, отвечает джурской свите. Конгломераты в основании исаковской толщи, по данным Ф. П. и Е. К. Ковригиных, развиты по р. Исаковке в районе устьев Торжихи и Летней, в нижнем течении последней, на р. Верхняя Сурниха и в других местах. Гальки их размером от 1—2 до 10 *см* представлены главным образом доломитами лежащей ниже свиты карточки (летненской по Ковригиным) и подчиненным им кварцем. Гальки округлые и угловатые, иногда растащенные по сланцеватости; в породе распределены неравномерно. Цемент конгломератов ныне превращен в микрокристаллические слюдяно-карбонатово-кварцевые сланцы. Такие же сланцы залегают в виде прослоев и пачек среди конгломератов. Мощность тех и других пород от 1—2 до 20—50 *м*.

В бассейне Исаковки и низовьях Верхней Сурнихи рассмотренные породы залегают на свите карточки, а в среднем течении последней, по

[1] Ранее эти породы И. Г. Николаев (1924, 1925) выделял как верхний отдел кристаллически-сланцевой свиты, а О. П. Горяинова и другие (1954) включали их в состав удерейской и осиновской свит.

наблюдениям Ф. П. и Е. К. Ковригиных, приходят в соприкосновение с погорюйской свитой. Учитывая эти данные, а также наличие описанных конгломератов, Ковригины пришли к выводу о несогласном залегании исаковской толщи. Но выше уже отмечалось, что исчезновение свиты карточки из разреза может объясняться срезанием ее по еще не выявленным тектоническим нарушениям, вообще очень многочисленным в приенисейской полосе кряжа.

В пользу параллелизации нижней части исаковской толщи с красногорской говорит сходство их стратиграфического положения и близость состава упомянутой толщи к красногорской свите приустьевой части Большого Пита.

Рассмотрение красногорской свиты в целом показывает, что на всем Енисейском кряже она представлена в общем однообразной толщей темных глинистых и филлитовидных сланцев, с прослоями глинисто-алевритистых сланцев, алевролитов и песчаников, расположенных главным образом в верхах толщи (см. фиг. 6). Чрезвычайно характерно, что на фоне такого общего однообразия свита обнаруживает быстрые мелкие фациальные изменения, выражающиеся в изменении количества или места в разрезе прослоев песчаников и алевролитов, появлении пестрых сланцев, а в восточных разрезах, кроме того, и ожелезненных существенно гематитовых пород и сидеритов. В западных разрезах (р. Большой Пит, ниже устья Гремихи, р. Исаковка у устья Летней, верховье Хариузихи и приустьевая часть Столбовой) в составе свиты в резко подчиненном количестве отмечаются прослои и пачки вулканогенных пород, а вмещающие их породы отличаются повышенным метаморфизмом. На большей части Енисейского кряжа свита залегает согласно на подстилающих породах, и только в междуречье Тиса и Нижней Сурнихи в ее основании, по-видимому, существует несогласие.

Мощность красногорской свиты в юго-восточных разрезах (Иркинеевский выступ, Ангара выше дер. Каменки) не превышает 100 *м*, а затем резко увеличивается к западу и в большей части Ангаро-Питского синклинория колеблется в пределах 800—1000 *м*. В крайних западных разрезах мощность свиты достигает 1500—2000 *м*.

Джурская свита

В джурскую свиту С. В. Обручев (1929_{1-2}) по Ангаре выделил толщу светлых, существенно строматолитовых доломитов и известняков.

В Приангарье эта свита легко выделяется в разрезе и ее выходы занимают обширные площади (см. фиг. 39), а в северной части Ангаро-Питского синклинория она имеет меньшую мощность и поэтому труднее устанавливается. Выделение ее здесь проведено лишь в самое последнее время. Выходы джурской свиты на севере синклинория протягиваются двумя узкими лентами — от р. Горбилок в районе устья Малой Каченды, в бассейне последней и далее к устьям притоков Большого Пита — Янгото и Чалбухте, к среднему течению Тыры, а также от междуречья Ириктенны и Большого Пита на юг, к приустьевой части Горбилка и далее к рекам Ишимбе и Удерею. В междуречье последнего и Ангары на западном крыле синклинория джурская свита не выделена из состава потоскуйской подсерии. На севере кряжа свита наблюдается в бассейне Большой Черной и в верховьях Вороговки, а к западу от Ангаро-Питского синклинория вскрывается в пределах Татарского антиклинория на крыльях Кодринской синклинали, а также в отдельных тектонических блоках у устьев рек Кондашимо, Лендахии и в Каитьбинской синклинали у р. Большая Каитьба. Западнее джурская свита в современном срезе сохранилась лишь на крыльях Орловской синклинали в низовьях Большого Пита и в верховьях Летней (см. фиг. 40).

На подстилающих отложениях джурская свита повсеместно залегает согласно; в ряде мест между ними наблюдались постепенные переходы.

В бассейне Иркинеевой свиту слагают чередующиеся пачки серых тонкослоистых полосчатых известняков и светло-серых и иногда розоватых толстослоистых, строматолитовых доломитов и известняков. Среди строматолитов преобладают *Conophyton cylindricus* Masl. Реже встречаются *Collenia frequens* Walc. Видимая мощность свиты 200—250 *м*.

Ниже по Ангаре, в 5 *км* выше р. Каменки, и в приустьевой части последней в сложении свиты преобладают грязно-серые, розовато-серые и реже вишневые, в нижней части преимущественно строматолитовые массивные и толстослоистые доломиты, которые чередуются через 0,5—10 *м* с прослоями коричневато-серых полосчатых тонкослоистых известняков и доломитов. В верхней части свиты, примерно в 100—150 *м* от ее кровли, среди карбонатных пород залегает 60—80-метровая пачка серых и черных известково-глинистых сланцев. Мощность свиты 500—550 *м*. Состав строматолитов здесь такой же, как по р. Иркинеевой.

К северо-западу от приведенного разреза по р. Каменке, у устья ручья Глубокого в составе свиты, в отличие от ранее описанных разрезов, преобладают серые (у кровли и темно-серые) толстослоистые и массивные доломиты, а строматолиты *Conophyton cylindricus* Masl. и *Collenia frequens* Walc. присутствуют лишь в верхах свиты. Мощность ее здесь около 600 *м*. Такой же состав джурской свиты наблюдается и в более северных районах бассейна Каменки, где среди доломитов местами наблюдаются скопления магнезита (Плотников, 1959).

Ниже по Ангаре, в скалах Выдумский Бык, в ядре пологой антиклинали вскрываются верхние 350—400 *м* свиты, представленные светло-серыми строматолитовыми массивными доломитами с прослоями более темных полосчатых толстослоистых разностей и двумя пачками темных глинистых сланцев. Такими же доломитами сложены верхние горизонты свиты в скале Гребень. В этих двух разрезах в джурской свите в изобилии встречаются *Conophyton cylindricus* Masl. и *Collenia frequens* Walc.

В северной части Ангаро-Питского синклинория джурская свита имеет меньшую мощность и построена несколько иначе, чем в Приангарье. Это, по-видимому, явилось основной причиной того, что она здесь долгое время не выделялась из состава лотоскуйской подсерии.

Крайние восточные разрезы джурской свиты на севере Ангаро-Питского синклинория вскрываются по р. Горбилок в 5 *км* ниже р. Ядуль и по р. Большой Пит у устья Янгото. В первом из названных пунктов с постепенным переходом на красногорских сланцах залегает 150-метровая толща серых и коричневато-серых тонкозернистых известняков. В нижних 15—20 *м* они глинистые, тонкослоистые, с ровной широкой полосчатостью, выше массивные или толстослоистые, нередко брекчированные с отдельными прослоями черных глинистых сланцев. По р. Большой Пит у устья Янгото в той же полосе выходов свита сложена черными мелкозернистыми тонкослоистыми известняками с жилками белого кальцита. В них залегают отдельные линзы и пласты в 1—1,5 *м* таких же, но брекчированных пород. Мощность свиты здесь 140—150 *м*. Рассмотренные породы в том и другом разрезе согласно перекрываются черными глинистыми сланцами шунтарской свиты; другими словами, они занимают то же стратиграфическое положение, что и джурская свита в Приангарье. Принадлежность рассматриваемых пород к джурской свите доказывается и прямым прослеживанием (см. фиг. 39).

Описанные разрезы расположены на восточных крыльях цепи синклиналей, протягивающихся из бассейна Тыры на юг, к р. Малая Каченда и далее к р. Удерею. На западных крыльях этих структур хорошие разрезы джурской свиты отсутствуют, и она устанавливается по разрозненным мелким обнажениям и высыпкам черных известняков.

Западнее, на восточном крыле Усть-Горбилокской синклинали мощность джурской свиты сильно увеличивается (см. фиг. 6), а разрез ее усложняется (снизу вверх).

1. Известняки доломитизированные, светло-серые, мелкозернистые, массивные, иногда неяснополосчатые. Мощность 60 *м*.
2. Известняки желтовато-серые, затем грязно-красные, мергелистые, плитчатые, иногда массивные. Мощность 80—100 *м*.
3. Известняки желтовато- и розовато-серые с заметной на выветрелой поверхности полосчатостью, толстослоистые или массивные, иногда со строматолитами *Tungussia confusa* gr. et forma nova. Мощность 200—250 *м*.

Мощность джурской свиты здесь 350—400 *м*, ее подстилают красногорские и перекрывают шунтарские глинистые сланцы.

Похожий разрез джурской свиты вскрывается по р. Большой Пит, в 5 *км* выше устья Чиримбы; мощность ее здесь также равна 350—400 *м*.

На западном крыле Усть-Горбилокской синклинали, в 2 *км* выше устья Горбилка количество красно окрашенных пород в джурской свите сильно сокращается, а известняки в значительной мере замещаются строматолитовыми доломитами с *Tungussia confusa* gr. et forma nova.

На севере Енисейского кряжа, в бассейне р. Большой Черной, джурская свита в нижней своей части (400—450 *м*) представлена светло-серыми, желтоватыми и иногда сиреневыми массивными сахаровидными доломитами, местами со строматолитами *Baicalia ampla* forma nova, а в верхней (200 *м*) — серыми и темно-серыми тонкозернистыми и, реже, афанитовыми слоистыми известняками. Мощность всей свиты 600—650 *м*; на нее налегают шунтарские черные сланцы.

К западу от Ангаро-Питского синклинория разрезы джурской свиты очень близки к ее разрезам на восточном крыле Усть-Горбилокской синклинали. По Большому Питу у Косой шиверы в кровле свиты располагаются красно окрашенные известняки, которые отличаются тонкой слоистостью и содержат прослои и отдельные пачки розовато-серых глинисто-карбонатных сланцев. Мощность свиты здесь приблизительно 300—400 *м*.

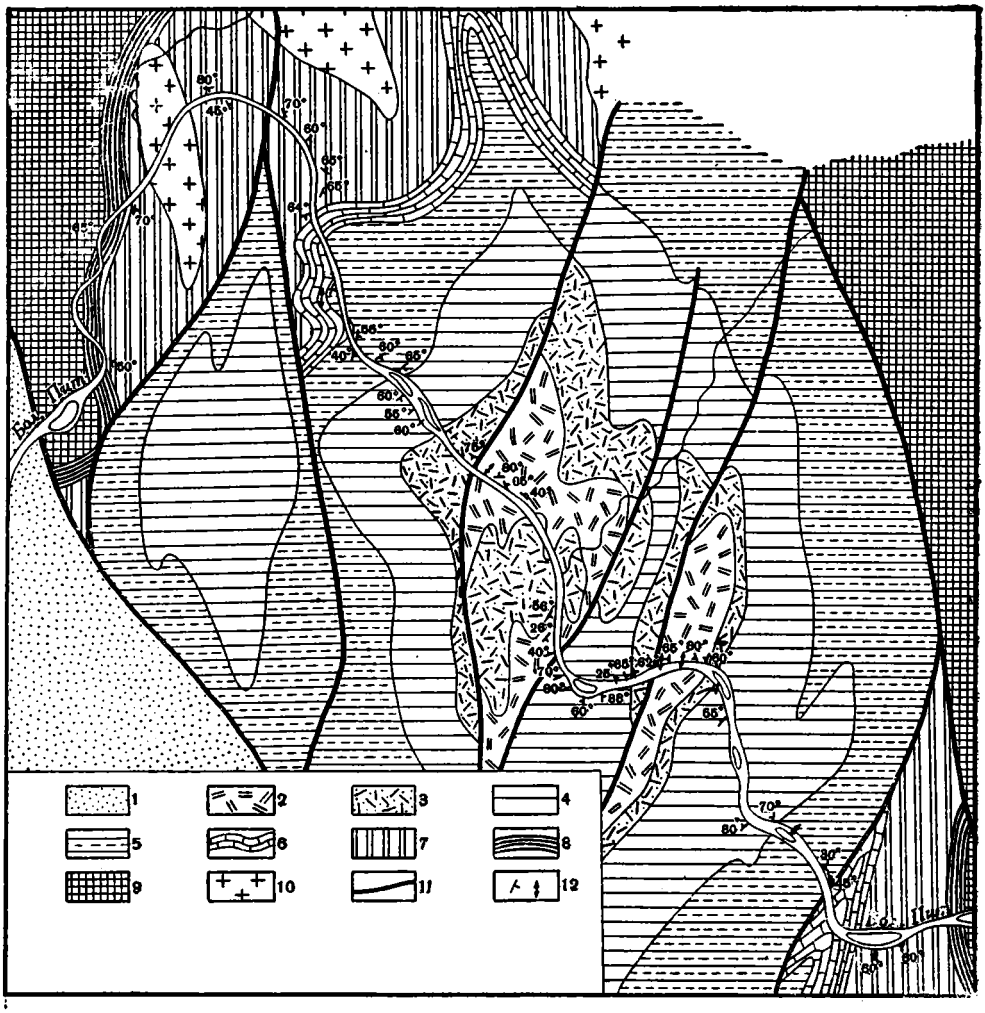
Западнее, в присводовой части Татарского антиклинория и в пределах Каитьбинской синклинали по р. Большой Пит, у устьев Кондашимо и Лендахи и в скалах Тунгусик (Монах), в обособленных тектонических клиньях обнажаются светлые массивные известняки и доломиты со строматолитами *Conophyton confertus* forma nova.

Гораздо полнее джурская свита представлена в Бурмакинском синклинории на крыльях Орловской синклинали (см. фиг. 6, 7). На ее восточном крыле в составе свиты преобладают светло-серые и серые мелкозернистые сахаровидные массивные доломиты с прослоями и пачками сходных, но полосчатых тонкослоистых доломитов, темно-серых слоистых известняков и иногда глинисто-карбонатных сланцев. Мощность свиты здесь 500—600 *м*. Она согласно налегает на красногорскую свиту и на левобережье Большого Пита перекрывается шунтарской.

На западном крыле Орловской синклинали по р. Большой Пит, у устья р. Гремихи на красногорской свите согласно залегают (снизу вверх):

1. Известняки серые и светло-серые, массивные, полосчатые, местами доломитизированные, в нижней части с редкими прослоями глинистых сланцев, в верхней — с пластами строматолитовых разностей с *Conophyton confertus* forma nova. Мощность 200—250 *м*.
2. Известняки такие же, как и ниже, с пластами и пачками черных тонкозернистых плитчатых известняков и отдельными кремневыми стяжениями. У кровли 60-метровая пачка темно-серых глинисто-карбонатных сланцев. Мощность 300—320 *м*.

Общая мощность описанных пород 500—550 *м*. На них у устья ручья Афанасьевского согласно налегают породы, которые по составу очень



Фиг. 7. Схематическая геологическая карта бассейна нижнего течения Большого Пита. Составил М. А. Семихатов (1960$_2$) по собственным наблюдениям и по данным Г. И. Кириченко, С. Г. Петрова и Ю. А. Озерского.

1 — нижний кембрий. Немчанская свита. *2—9* — рифей : *2—3* — свита Серого ключа. (*2* — верхняя подсвита, *3* — нижняя подсвита); *4—5* — шунтарская свита (*4* — верхняя подсвита, *5* — нижняя подсвита); *6* — джурская свита; *7* — красногорская свита; *8* — свита карточки; *9* — погорюйская свита; *10* — граниты; *11* — главнейшие разломы; *12* — элементы залегания

близки шунтарским породам восточного крыла Орловской синклинали, а картируются как их непосредственное продолжение (фиг. 7). Иначе говоря, только что описанные породы занимают то же стратиграфическое положение, что и очень близкие к ним породы, обнажающиеся на восточном крыле Орловской синклинали и отнесенные нами, вслед за Г. И. Кириченко, к джурской свите.

Параллелизация сравниваемых пород подтверждается и геологическим картированием. Хотя выходы тех и других пространственно разобщены из-за наличия серии разломов, на фиг. 7 прекрасно видно, что они занимают одно и то же структурное положение и отделяют выходы красногорской свиты на крыльях синклинали от выходов свит шунтарской и Серого ключа в ее осевой части.

Иную последовательность свит для Орловской синклинали устанавливают Г. И. Кириченко (1958$_{2,3}$, 1960 и др.) и Ю. А. Озерский. Послед-

ний в 1959 г., ошибочно параллелизовав карбонатные толщи джурской свиты и описываемой ниже свиты Серого ключа, отнес их к основанию киргитейской свиты, а выше в разрезе поместил отложения нашей шунтарской свиты [1]. Г. И. Кириченко на западном крыле Орловской синклинали выше красногорской свиты (крутошиверской и бурмакинской свит его схемы) помещает орловскую свиту (породы, описанные ниже как свита Серого ключа), а на нее — гремихинскую свиту [2]. К нижней части последней он относит нашу шунтарскую, а к верхней — джурскую свиту западного крыла Орловской синклинали. Таким образом, описанные у устья Гремихи карбонатные породы Г. И. Кириченко помещает в кровле рифейского разреза района и сопоставляет с верхней частью ослянской серии.

Данные геологического картирования, проведенного нами (Семихатов, 1962_2), с одной стороны, подтвердили вывод Г. И. Кириченко о разновозрастности карбонатных толщ, отнесенных Ю. А. Озерским к основанию киргитейской свиты, а, с другой — показали, что последовательность орловской и гремихинской свит и пород внутри последней — обратная той, которую установил Г. И. Кириченко ($1958_{2,3}$, 1960). Красногорская, джурская и шунтарская свиты на западном крыле Орловской синклинали залегают в общем моноклинально, с углами падения на восток и юго-восток 40—70° (см. фиг. 7); ориентировка косой слоистости и выпуклостей наслоений строматолитов показывает, что это залегание не перевернутое. Свита же Серого ключа (орловская, по Г. И. Кириченко) выполняет наиболее прогнутые участки структуры. На восточном крыле складки по р. Большой Пит стратиграфических соотношений рассматриваемых свит не наблюдается, так как джурская и шунтарская свиты контактируют здесь по разлому. Но более высокое стратиграфическое положение шунтарской свиты, по сравнению с джурской, и здесь устанавливается достаточно четко, исходя из общей структуры участка и постепенного перехода шунтарской свиты вверх по разрезу в свиту Серого ключа.

В более северных районах Бурмакинского синклинория к джурской свите, как уже говорилось, возможно относится верхняя, существенно карбонатная часть исаковской толщи Ф. П. и Е. К. Ковригиных. Видимая мощность ее 400 *м*.

Приведенные выше данные показывают региональную выдержанность карбонатной толщи джурской свиты и не позволяют согласиться с выводом Н. А. Сагитова (1960_2) о том, что она является фацией верхней части потоскуйской свиты.

Суммируя все сказанное относительно строения джурской свиты, отметим, что на всей описываемой территории она представлена в общем довольно однообразной толщей существенно строматолитовых известняков и доломитов, местами с прослоями глинистых сланцев. Мощность свиты в приангарских разрезах несколько увеличивается с востока на запад. Более северные разрезы по сравнению с ними в целом отличаются несколько меньшей мощностью, но возрастание мощностей к западу здесь проявляется более резко — 140—150 *м* на восточном крыле Ангаро-Питского синклинория, 350—400 *м* на его западном крыле и до 600 *м* в Орловской синклинали (см. фиг. 6).

Шунтарская свита

Под названием шунтарской (шантарской) свиты С. В. Обручев (1929_{1-2}) описал черные глинистые и углисто-глинистые сланцы, обнажающиеся по Ангаре выше одноименной шиверы.

[1] Ю. А. Озерский также выделяет шунтарскую свиту, но, как уже говорилось, понимает под этим названием верхнюю часть красногорской свиты.

[2] В некоторых своих работах Г. И. Кириченко допускает, что орловская свита не подстилает, а перекрывает гремихинскую.

Развита шунтарская свита главным образом в Ангаро-Питском синклинории, где ее выходы протягиваются в общем вдоль долины р. Каменки по восточному крылу синклинория, обрамляют наиболее прогнутые его участки в междуречье Горбилка и Удоронги, Горбилка и Большого Пита и прослеживаются вдоль западного крыла структуры — от р. Ненчаны на юг к приустьевой части Горбилка и к верховьям Тужимо. Южнее, в междуречье Ишимбы и Ангары, шунтарская свита входит в состав нерасчлененных отложений киргитейской подсерии и вновь выделяется на геологической карте вдоль Ангары (главным образом по ее правобережью) на южном крыле Ангаро-Питского синклинория. Вне его пределов шунтарская свита устанавливается на крыльях синклинальной складки в районе дер. Пит-Городок, осложняющей восточное крыло Татарского антиклинория, выступает в отдельных тектонических клиньях на его западном крыле (р. Большой Пит в районе устья Большой Каитьбы) и наблюдаются на крыльях Орловской синклинали в пределах Бурмакинского синклинория (см. фиг. 39). Кроме того, свита обнажается на небольшом участке на крайнем севере Енисейского кряжа, в бассейне Большой Черной (см. фиг. 40).

На породах джурской свиты шунтарская свита залегает согласно; в ряде мест между ними наблюдались постепенные переходы.

Наиболее восточный разрез шунтарской свиты вскрывается в приустьевой части Каменки (снизу вверх):

1. Сланцы черные, буреющие при выветривании, глинистые и углисто-глинистые. Видимая мощность 200—250 *м*.
2. Доломиты коричневато-серые массивные, строматолитовые, вверх переходящие в черные тонкослоистые известняки. Мощность 40 *м*.
3. Сланцы темно-серые и черные, глинистые, углисто-глинистые с тонкими прослоями черных глинистых известняков и глинисто-известковистых сланцев и 30-метровой пачкой таких же известняков в средней части. Мощность 550—600 *м*.
4. Сланцы грязно-серые глинистые, с частыми прослоями глинистых косослоистых известняков. Эти породы залегают в ядре синклинали, их видимая мощность 100 *м*. Видимая мощность свиты 900—1000 *м*.

Похожий разрез средней и верхней частей шунтарской свиты вскрывается на левом берегу Ангары у шиверы Шунтар.

Ниже по Ангаре рассматриваемые отложения наблюдаются лишь у дер. Бык и у устья Пай. Нижняя часть свиты здесь сложена темно-серыми и черными глинистыми и углисто-глинистыми тонкополосчатыми сланцами с прослоями в 10—30 *см* темных глинистых известняков и известково-глинистых сланцев, а верхняя — темно-серыми и зеленовато-серыми глинистыми сланцами с мелкой вкрапленностью пирита и прослоями известковистых разностей. Среди этих сланцев примерно в основании верхней трети свиты залегает 150—200-метровая пачка глинисто-известковистых сланцев, окрашенных в грязно-зеленые, бурые и морковно-красные тона, а в кровле свиты находится 20—25-метровый пласт серых и вишнево-красных неяснополосчатых разнозернистых кварцитовидных песчаников. Общая мощность шунтарской свиты в районе дер. Бык 1200—1300 *м*. Так же построена свита и севернее, в междуречье Ангары и Большой Дашки.

Ниже по Ангаре у скалы Гребень выступают верхние 650—700 *м* шунтарской свиты, сложенные черными глинистыми и глинисто-углистыми сланцами с прослоями строматолитовых доломитов. Аналогичные сланцы доминируют в сложении свиты и северо-восточнее по р. Каменке у устья Умангой и Торгашиной и у о-ва Седло. Среди них здесь присутствуют прослои известковистых алевролитов, пласты и линзы толщиной в 2 — 4 *м* темно-серых, глинистых, иногда строматолитовых известняков со своеобразными столбчатыми формами. Мощность свиты у устья Умангой 1000—1200 *м*. На поверхностях выветривания описанных пород

наблюдаются светлые налеты милантерита, эпсомита, гипса и некоторых других сульфатов (Благовещенская, Хазанович, 1957).

Сходные разрезы свиты вскрываются и севернее, по р. Горбилок. В 3 *км* выше устья Малой Каченды на джурской свите залегают (снизу вверх):

1. Сланцы черные глинистые, с неясной полосчатостью, иногда с небольшим количеством хлоритоида. Мощность около 200 *м*.
2. Сланцы в нижней части аспидно-серые, глинистые, известковистые, с прослоями глинистых известняков, выше полосчатые, серые и зеленовато-серые, глинистые. Мощность 200—250 *м*.
3. Сланцы, как в слое 1, в верхних 120—150 *м* с линзами и прослойками в 2—5 *см* серых и темно-серых мелкозернистых кварцевых песчаников. Мощность 400—450 *м*.

Выше залегают известняки свиты Серого ключа. Общая мощность шунтарской свиты в приведенном разрезе 800—900 *м*.

Ниже по р. Горбилок на восточном крыле Усть-Горбилокской синклинали в сложении свиты господствуют такие же сланцы, но известковистые разности среди них отсутствуют (см. фиг. 6). В средней части свиты имеются редкие пласты в 0,4—0,6 *м* темных доломитов, а у кровли — серых кварцитовидных песчаников и алевролитов. В нижних 20 — 25 *м* свиты среди сланцев встречаются бурые ожелезненные разности. Как и по р. Каменке, на поверхностях выветривания сланцев образуются налеты сульфатов. Мощность свиты 1000—1200 *м*.

На западном крыле той же синклинали в нижней части шунтарской свиты среди обычных для нее темных сланцев появляется 400-метровая пачка пестро окрашенных пород. Это главным образом зеленовато-серые и светло-серые глинистые и глинисто-хлоритоидные, иногда полосчатые сланцы. Они чередуются с прослоями и пачками внизу черных, а выше бурых и вишнево-красных глинистых, слабо известковистых сланцев. Среди сланцев этой пачки, главным образом, у ее кровли и подошвы, залегают прослои в 20—30 *см* серых мелкозернистых кварцитовидных песчаников и алевролитов. В породах рассматриваемой пачки широко развиты волноприбойные знаки и косая слоистость. Общая мощность шунтарской свиты на западном крыле Усть-Горбилокской синклинали не менее 1200—1300 *м*.

Севернее, в верховьях Большого Пита, хороших разрезов шунтарской свиты нет. Судя по отдельным обнажениям и частым высыпкам, у устья Тыры и на правобережье Большого Пита в бассейне Юргули, строение свиты здесь в общем сходно с описанным на западном крыле Усть-Горбилокской синклинали, но пестро окрашенные породы встречаются не только в нижней, но и в верхней ее части. В верхней части свиты здесь присутствуют серые, розовые и вишневые кварциты, образующие среди сланцев несколько сближенных пластов по 15—30 *см*, которые отделяются друг от друга 5—10-метровыми сланцевыми пачками. В видимой кровле шунтарской свиты, в бассейне Юргули, залегает 30-метровая пачка вишнево-красных неполосчатых глинисто-алевритистых сланцев с прослоями гематитовых песчаников, которые иногда (Е. В. Покровский) принимают за отложения нижнеангарской свиты.

Сходно с описанным строение шунтарской свиты и в крайнем северном пункте ее распространения — по р. Большая Черная. Она представлена здесь толщей черных, темно-серых и, реже, оливковых глинистых и иногда углисто-глинистых сланцев с редкими прослоями алевритово-глинистых сланцев и алевролитов. Несколько выше ее середины в 70-метровой пачке сланцы чередуются с черными известняками. Видимая мощность свиты 1000-1100 *м*, она выполняет ядро Чернореченской синклинали.

К западу от рассмотренных разрезов количество пестрых пород в шунтарской свите также сокращается, и по Большому Питу выше Кри-

вой шиверы с постепенным переходом на джурской свите залегают (снизу вверх):

1. Сланцы темно-серые и черные (в нижних 30 *м* — зеленовато-серые) глинистые, с обильным количеством мелких кристалликов оттрелита, за счет неравномерного распределения которых в породах возникает полосчатость. В средней части пачка более светлых сланцев, содержащих прослои серых кварцитовидных песчаников. Мощность 500—600 *м*.

2. Сланцы глинистые грязно-желтые, зеленовато-серые и сиреневые, неполосчатые, в нижней части с частыми прослоями в 2—10 *см* и одним 2-метровым пластом серых среднезернистых кварцитовидных песчаников. Мощность 150 *м*.

3. Сланцы черные, близкие к описанным в слое 1, в верхней части с прослоями и линзами темно-серых алевролитов 10—15 *см* и серых среднезернистых кварцито-песчаников толщиной до 1 *м*. Мощность 400—500 *м*.

4. Сланцы такие же, как и ниже. Мощность 100—120 *м*. Общая мощность описанных пород 1200—1300 *м*; они согласно перекрываются известняками свиты Серого ключа.

К западу от Кривой шиверы на большом расстоянии полных разрезов шунтарской свиты нет. В пределах Каитьбинской синклинали по Большому Питу, выше устья Кондашимо, ограничиваясь с обеих сторон разломами, вскрывается средняя часть свиты, по-видимому, в какой-то мере соответствующая слоям 2 и 3 приведенного выше разреза. В пестроцветной пачке здесь присутствуют пласты строматолитовых доломитов с *Pitella lanceolata* gr. et forma nova.

Западнее, по р. Большой Пит, выше устья Малой Каитьбы (также ограничиваясь разломами с востока и запада) выступают черные глинистые и глинисто-оттрелитовые сланцы. Среди них присутствуют прослои и линзы серых кварцитовидных песчаников и алевролитов, прослои и пачки в 30—60 *м* строматолитовых известняков с *Pitella lanceolata* gr. et forma nova, а у видимого основания и пачка зеленовато-серых и блекло-красных глинистых сланцев и алевролитов. Мощность рассматриваемой толщи, а также последовательность пород внутри нее из-за очень сложной дислоцированности и наличия многочисленных сбросов установить не удается. Более того, не исключено, что часть упомянутых пород относится к красногорской свите и по разломам приведена в соприкосновение с шунтарскими. Несколько ниже по р. Большой Пит, у устья Каитьбы выступает аналогичная толща, согласно перекрываемая известняками свиты Серого ключа (токминскими). Как и у Кривой шиверы, в кровле свиты здесь обособляется 150—200-метровая пачка сланцев, лишенных алевролитов и песчаников.

Полные разрезы шунтарской свиты вскрыты западнее, на крыльях Орловской синклинали (см. фиг. 6, 7). На ее восточном крыле, у устья Выломки нижняя часть свиты сложена темно-серыми и черными глинистыми и реже глинисто-оттрелитовыми и глинисто-песчанистыми сланцами. Среди них неравномерно распределены подчиненные прослои алевролитов и кварцито-песчаников, а также линзы, прослои и пачки до 20—30 *м* темных известняков и серых массивных доломитов. Мощность нижней части свиты из-за сложной дислоцированности можно оценить лишь приблизительно в 500—800 *м*. Верхняя часть свиты, мощностью около 1000 *м*, у устья Выломки сложена черными глинистыми (иногда карбонатными) сланцами, с тонкими прослоями и линзами (в 1—5 *см*) тонкозернистых песчаников и алевролитов, а также пачками зеленовато-серых и дымчато-серых глинисто-хлоритовых тонкополосчатых сланцев, которые наиболее обычны в средней части толщи. Кроме того, среди сланцев в нижней их части имеются прослои (5—10 *м*) светло-серых массивных доломитов и реже — серых известняков, а в верхней части — и отдельные пласты туфопесчаников. Общая мощность шунтарской свиты в описанном разрезе приблизительно 1,5 *км*; она согласно перекрыта известняками Серого ключа, а от обнажающихся восточнее пород джурской свиты отделена разломом.

На западном крыле Орловской синклинали, по р. Большой Пит, ниже ручья Афанасьевского, разрез шунтарской свиты наряду со значительным сходством с только описанным разрезом носит и определенные черты отличия. С постепенным переходом на джурской свите здесь залегают (снизу вверх):

1. Сланцы глинистые филлитизированные, черные, неполосчатые. Мощность 200 *м*.
2. Те же сланцы с прослоями и линзами мощностью от 1—2 до 20—30 *см* серых и зеленовато-серых кварцитовидных алевролитов, алевритово-глинистых сланцев, а в нижней части — и серых доломитов. Алевролиты в толще распределены неравномерно и встречаются в 20—50-метровых пачках, в которых играют примерно одинаковую роль со сланцами. Друг от друга такие пачки отделены несколько более мощными, почти исключительно сланцевыми пачками. Мощность 700—800 *м*.
3. Сланцы филлитизированные глинистые, глинисто-известковистые и глинисто-хлоритовые, серые, зеленовато-серые, реже темно-вишневые и бурые, с прослоями и пачками от 1—2 до 60—70 *м* серых, зеленовато-серых и кирпичных глинистых известняков. Несколько пластов 1—5 *м* сильно измененных миндалекаменных пироксеновых порфиритов и их туфов. Мощность 550—600 *м*.
4. Сланцы черные глинистые, филлитизированные, обычно неполосчатые, с неравномерно распределенными в разрезе тонкими прослойками серых алевролитов и пачками алевритово-глинистых сланцев. В верхней части прослои карбонатизированных туфов основного состава, туфопесчаников и глинисто-хлоритово-карбонатных сланцев. Мощность 500—600 *м*.

Общая мощность свиты около 2 *км*, выше с постепенным переходом залегает свита Серого ключа.

Легко видеть, что пачки 1—2 и 3—4 приведенного разреза хорошо сопоставляются соответственно с нижней и верхней частью шунтарской свиты восточного крыла Орловской синклинали. Для удобства картирования в пределах Орловской синклинали эти части можно рассматривать в качестве подсвит.

Только что описанные породы Г. И. Кириченко (1956$_1$, 1958$_{1,3}$ и др.) относит к гремихинской свите, которую помещает в кровлю разреза докембрия приустьевой части Большого Пита и сопоставляет с ослянской серией.

Таким образом, в шунтарской свите на всем Енисейском кряже преобладают черные глинистые, глинисто-углистые и глинисто-хлоритоидные сланцы, которым подчинены прослои и пачки карбонатных пород, кварцитовидных песчаников и алевролитов. Количество песчаников и алевролитов от места к месту меняется; в верхней части свиты наибольшее их количество отмечается в верховьях Большого Пита, а в нижней части свиты — в приустьевой части последнего. Среди перечисленных пород на западном крыле Ангаро-Питского синклинория и в более западных разрезах появляются пачки пестро окрашенных сланцев и песчаников, приуроченные примерно к средней части свиты, а в приустьевой части Большого Пита в свите отмечаются пласты эффузивов, их туфов и туфопесчаников. Мощность шунтарской свиты, как и лежащих ниже пород, на востоке Ангаро-Питского синклинория примерно одинакова и составляет 1000—1200 *м* (см. фиг. 6), несколько возрастает на его западном крыле и максимальных цифр — до 2000 *м* достигает в Бурмакинском синклинории.

Свита Серого ключа

Эту свиту выделил Г. И. Кириченко (1948) и отнес к ней доломиты и известняки, обнажающиеся по Ангаре у устья ключа Серого.

Свита распространена главным образом в пределах Ангаро-Питского синклинория. Ее выходы здесь прослеживаются от междуречья Ангары и Дашки на северо-восток и север, у устья Удоронги достигают долины Каменки и, протягиваясь в общем вдоль нее, уходят на север к рекам Горбилку и Большой и Малой Каченде. В более западных участках

Ангаро-Питского синклинория свита Серого ключа установлена на крыльях Тырынской и Усть-Горбилокской синклиналей и в междуречье Горбилка и Удерея, а далее к югу, в междуречье Удерея и Ангары пока что не выделяется из состава киргитейской подсерии. Западнее свита Серого ключа слагает довольно обширные участки в пределах Каитьбинской синклинали, а также в ядре Орловской синклинали в приустьевой части Большого Пита (см. фиг. 7, 39).

На шунтарских сланцах карбонатные породы свиты Серого ключа повсеместно залегают согласно, с постепенным переходом.

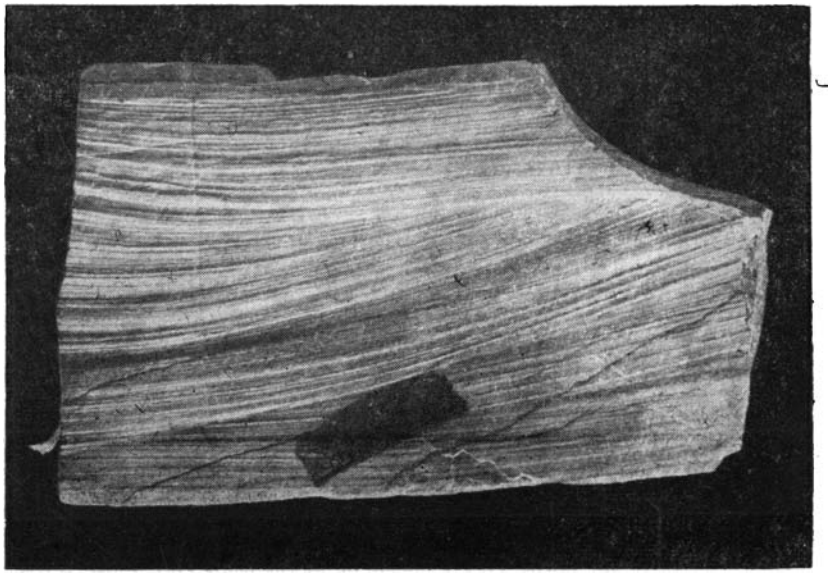
По Ангаре, у устья ключа Серого нижняя часть свиты сложена серыми массивными и толстослоистыми доломитами с отдельными полосами, линзами и неправильной формы участками черного цвета. Видимая мощность этих пород около 150 *м*. Выше, отделяясь перерывом в обнажении примерно в 100 *м*, залегает 120—150-метровая пачка серых тонкослоистых известняков с прослоями глинистых разностей, а венчает разрез свиты пачка серых и розовых массивных и толстослоистых доломитов, иногда со строматолитами *Gymnosolen confragosus* forma nova и *Minjaria uralica* Kryl. Ее видимая мощность около 300 *м*.

Западнее свита Серого ключа по Ангаре не обнажается. В междуречье Дашки и Ангары, по данным Б. С. Цакулова и С. А. Поляковой, она представлена темными тонкослоистыми известняками, нередко со строматолитами мощностью около 400 *м*.

Гораздо лучшие разрезы свиты можно наблюдать по р. Каменке у о-ва Чуки и у устья Капорожья и Удоронги. Нижняя часть свиты, мощностью 380—400 *м*, здесь сложена темно-серыми и черными тонкозернистыми и пелитоморфными известняками, распадающимися по миллиметровым глинисто-алевритовым прослойкам на тонкие (3—7 *см*) ровные плитки. Внутри таких плиток наблюдается четкая ровная или несколько волнистая полосчатость, обусловленная неравномерным обогащением породы алевритовой и глинистой примесью; иногда породы косослоисты (фиг. 8). Среди такой очень четко слоистой толщи (главным образом в ее верхней части) обособляются небольшие пачки сходных, но не полосчатых и более толстослоистых пород (иногда с мелкими кремневыми стяжениями), пласты строматолитовых известняков и отдельные прослои брекчированных пород. Верхняя часть свиты, мощностью 120 *м* представлена черными тонкозернистыми толстослоистыми и массивными, в большинстве строматолитовыми известняками. Общая мощность свиты 500 *м*. Содержащиеся в обеих ее пачках строматолиты определены как *Gymnosolen confragosus* forma nova, *Baicalia unca* forma nova, *Tungussia nodosa* gr. et forma nova.

Севернее, по р. Каменке, выше устья Удерей, количество строматолитовых известняков в верхней части свиты сокращается, а в нижней ее части породы приобретают более толстую слоистость, в результате чего четкость деления на две толщи утрачивается.

Несколько иначе представлена свита Серого ключа по р. Горбилок выше устья Малой Каченды и выше устья Буремы. В ее сложении здесь преобладают серые и светло-серые тонкозернистые и пелитоморфные слабо мергелистые известняки. Они обладают тонкой неясной полосчатостью и распадаются на слои в 10—15 *см*, внутри которых наблюдаются яйцевидные и округлые обособления в 2—5 *см* более темного, несколько менее мергелистого известняка. Такие обособления выветриваются легче вмещающей породы и придают ей ноздреватость, и иногда конгломератовидный облик. В рассматриваемых разрезах среди описанных пород несколько выше середины свиты (см. фиг. 6) залегает 150—200-метровая пачка глинистых, глинисто-известковистых и глинисто-хлоритоидных серых сланцев с тонкими прослоями и линзами глинисто-алевритистых сланцев и иногда мелкозернистых песчаников и



Фиг. 8. Косая слоистость в известняках свиты Серого ключа по р. Каменке. Нат. вел.

алевролитов. Мощность свиты Серого ключа выше устья Буремы и Малой Каченды — 450—500 *м*; она согласно налегает на шунтарскую свиту и согласно, с постепенным переходом перекрывается черными глинисто-хлоритоидными сланцами дадыктинской свиты.

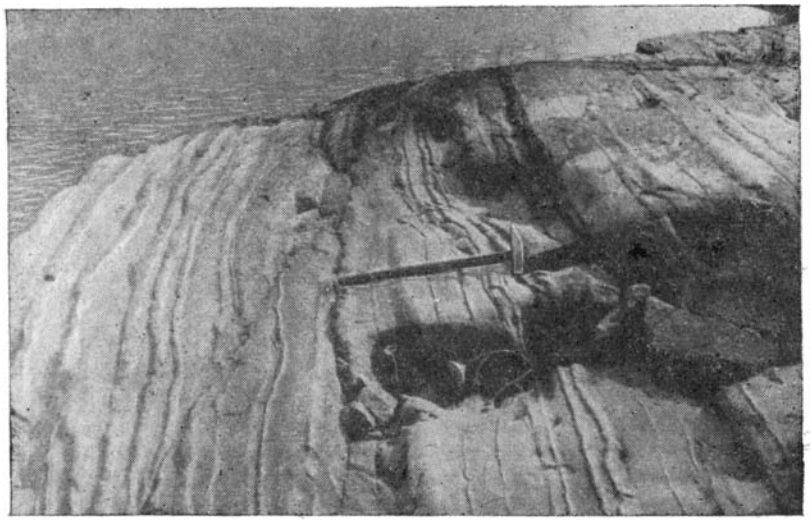
В Усть-Горбилокской синклинали обнажена лишь нижняя часть свиты. Она построена несколько иначе, чем у устья Малой Каченды (снизу вверх):

1. Известняки, аналогичные описанным у устья Большой и Малой Каченды. Мощность 60 *м*.
2. Чередование кирпично-красных и грязно-розовых, глинистых, тонкослоистых известняков с глинистыми и глинисто-известковистыми сланцами тех же цветов. Мощность 80—100 *м*.
3. Сланцы темно-серые, глинистые, слабо оттрелитовые, тонкополосчатые. Мощность 40 *м*.
4. Доломиты светло-серые, толстослоистые и массивные, с редкими строматолитами *Baicalia* forma indet. Видимая мощность 80—100 *м*.

Общая мощность описанных пород 260—300 *м*. Выше, после перерыва в обнажении в 350—400 *м* обнажаются дадыктинские сланцы.

Севернее, на крыльях Усть-Тырынской синклинали, свита Серого ключа обнажена плохо. Судя по ряду мелких обнажений, нижняя ее часть сложена тонкослоистыми известняками, похожими на описанные у устья Малой Каченды, а верхняя — толсто- и тонкослоистыми известняками, частично строматолитовыми известняками и доломитами с прослоями глинистых сланцев. Среди строматолитов преобладают *Minjaria uralica* Kryl. и *M. nimbifera* forma nova; изредка встречаются *Baicalia unca* forma nova.

К западу от Ангаро-Питского синклинория свита Серого ключа вскрыта по Большому Питу в ядре Кодринской синклинали. Нижние ее 60—70 *м* сложены известняками, отличающимися от описанных у устья Малой Каченды лишь преобладанием желтовато-розовой и кирпично-красной окраски. Выше залегают зеленовато-серые и бурые глинисто-известковистые полосчатые сланцы с линзами и прослоями серых доломитов. Их видимая мощность 50—70 *м*.



Фиг. 9. Известняки свиты Серого ключа по р. Большой Пит, ниже устья р. Токмы

В Каитьбинской синклинали свиту Серого ключа до недавнего времени не выделяли, а развитые здесь так называемые токминские известняки сопоставляли с дашкинскими и считали, что они лежат несогласно на тунгусикской свите (серии). Лишь Е. В. Покровский и Н. Я. Герасимова, проводившие в 1959 г. геологическую съемку в среднем течении Большого Пита, пришли к выводу, что токминские известняки залегают согласно на лежащих ниже породах, согласно же покрываются кварцито-песчаниками и сланцами и принадлежат средним горизонтам киргитейской свиты (подсерии). Наши данные подтверждают этот вывод Е. В. Покровского, а сходство состава и места в разрезе токминской свиты и свиты Серого ключа позволяет их параллелизовать и в целях унификации отказаться от первого названия.

Налегание свиты Серого ключа на шунтарскую в рассматриваемом районе наблюдается по р. Большой Пит ниже устья Каитьбы и в междуречье Степановки и Токмы. Хотя непосредственный контакт этих свит не вскрыт, их согласное залегание устанавливается вполне отчетливо, а наличие в основании свиты Серого ключа прослоев и пачек сланцев, не отличимых от шунтарских, позволяет говорить о постепенном переходе между ними.

В сложении свиты Серого ключа в Каитьбинской синклинали преобладают темно-серые и почти черные тонкозернистые и пелитоморфные известняки с очень четкой тонкой слоистостью (фиг. 9). Она обусловлена тем, что порода неравномерно обогащена глинистым и алевритовым материалом, который концентрируется в отдельных прослоях. Они обычно имеют 1—4 *см* толщины и то следуют через такие же интервалы, составляя до 50% разреза, то почти совершенно отсутствуют, в типичном же случае в сложении толщи играют подчиненную роль. По простиранию такие прослои иногда расщепляются, нередко теряют четкость границ, расклиниваются линзочками более чистого известняка и как бы «растворяются» в нем. Содержание терригенного материала в этих прослоях обычно составляет 30—40%, но иногда доходит до 60—80%. Как в них, так и в разделяющих их прослоях, обычно видна тонкая косая слоистость; весьма характерны также мелкие подводнооползневые складки и наличие в породах множества кристалликов пирита. Среди описанных

пород залегают отдельные пачки внешне не отличимых от них доломитов и доломитизированных известняков, а у кровли и у основания свиты — прослои и пачки черных глинистых и глинисто-алевритистых сланцев. Кроме того, в свите наблюдается большое количество пластовых и секущих даек и штоков диабазов. Мощности свиты из-за однообразия состава и сложной структуры точно определить не удается; во всяком случае она не менее 800—1000 *м*. На нее налегают породы дадыктинской свиты.

Более сложно построена свита Серого ключа в пределах Бурмакинского синклинория, в Орловской синклинали.

Разрезы свиты на восточном и на западном крыльях синклинали сильно отличаются друг от друга. На ее восточном крыле у устья ручья Березовского согласно на шунтарских сланцах залегают (снизу вверх):

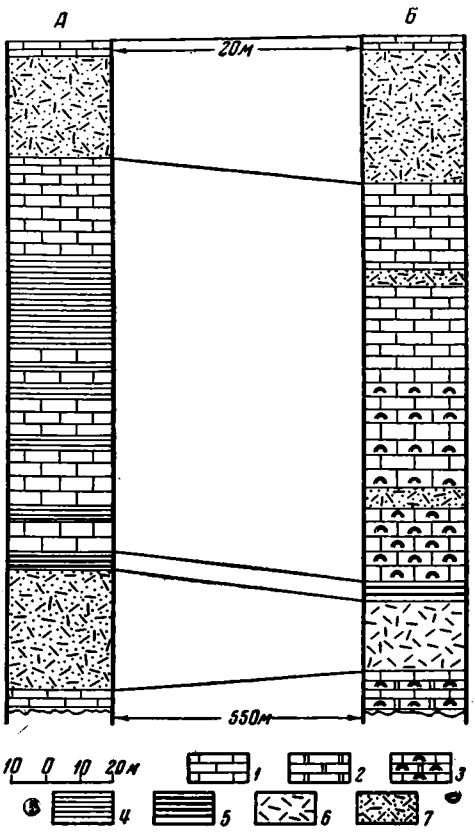
1. Сланцы серые, неполосчатые, глинистые и глинисто-хлоритовые, филлитизированные, с прослоями и линзами светлых доломитов и иногда туфопесчаников. Мощность 150—200 *м*.
2. Известняки темно-серые до черных, фарфоровидные, мергелистые, толстослоистые, с тонкими прослойками, линзами и округлыми стяжениями более чистого известняка, которые легче выветриваются и образуют на поверхности обнажения карры. Среди этих известняков прослои в 0,5—1,5 *м* темно-серых, фарфоровидных полосчатых доломитов, а несколько выше середины толщи — 60-метровая пачка черных глинистых, тонкополосчатых доломитов с прослоями темно-серых глинисто-известковистых сланцев. Мощность 360 *м*.
3. Известняки черные тонкозернистые, глинистые, тонкослоистые, местами косослоистые. Мощность 100 *м*.
4. Сланцы глинистые филлитизированные, иногда с хлоритом, грязно-серые, с пластами туфоконгломератов и мелкой галькой тех же сланцев, и иногда известняков. Мощность 100—150 *м*.
5. Известняки черные тонкозернистые, массивные, в средней части с 35-метровой пачкой глинисто-известковистых филлитизированных сланцев, обогащенных обломками тех же сланцев и известняков. Видимая мощность 250—300 *м*.

Общая мощность описанных пород 1000—1100 *м*, они залегают на восточном крыле и в ядре сжатой, осложненной продольным разломом синклинали (см. фиг. 7).

На восточном крыле этой складки углы падения 60—80°, а в ядре и на западном крыле вблизи упомянутого разлома породы стоят на головах, и определить кровлю и подошву пласта удается лишь по ориентировке выпуклости микрослоистости строматолитов. Западнее породы заметно выполаживаются и вблизи контакта свиты Серого ключа и подстилающей шунтарской падают на восток под углами 25—60°. Вскрытая здесь нижняя часть свиты Серого ключа по своему строению сильно отличается от описанного разреза. В основании свиты, согласно на шунтарских сланцах, залегает 140-метровая пачка зеленовато-серых туфопесчаников с прослоями туфогравеллитов, витрокластических туфов основного состава, глинисто-хлоритовых и хлоритово-серицитовых сланцев. Выше залегают темно-серые и черные тонкозернистые, в нижней части массивные, выше тонкослоистые известняки с прослоями онколитовых и строматолитовых разностей. В верхней части этой толщи наблюдаются незакономерно расположенные прослои в 1—5 *м* туфопесчаников и глинисто-хлоритовых сланцев, а примерно в середине толщи — 100-метровая пачка глинисто-хлоритовых и глинисто-алевритовых, обычно известковистых сланцев с прослоями алевролитов, известняков и туфопесчаников. Видимая мощность этой толщи 350 *м*. По стратиграфическому положению и отчасти по составу ее можно сопоставить со слоями 1 и 2 приведенного выше разреза. Среди строматолитов, собранных из этой толщи, определены *Gymnosolen altus* forma nova.

Еще более резкое изменение в строении свиты наблюдается на западном крыле Орловской синклинали, по р. Большой Пит, ниже устья Орловки. С постепенными переходами на шунтарской свите здесь залегает 450—500-метровая толща неправильного чередования прослоев и

пачек от 2—3 до 40—50 *м* темных тонкослоистых известняков, близких к описанным в слоях 2 и 3 приведенного выше разреза, серых полосчатых доломитов, строматолитовых известняков и доломитов, черных, зеленовато-серых и иногда желтых и красных глинистых и глинисто-хлоритовых филлитизированных сланцев, туфов основных эффузивов, а также пластов плагиоклазовых порфиритов (местами миндалекаменных), туфопесчаников, туфоконгломератов и туфобрекчий с гальками до 15—20 *см* перечисленных пород.



Фиг. 10. Изменчивость свиты Серого ключа на правом берегу Большого Пита в 4,5 *км* ниже устья Орловки.

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — строматолитовые известняки и доломиты; *4* — глинистые и глинисто-хлоритовые сланцы; *5* — красные и желтые глинисто-известковистые сланцы; *6* — туфы и туфобрекчии; *7* — туфопесчаники, туффиты. *А* — западное крыло синклинали; *Б* — восточное крыло синклинали

Изучение разрезов, вскрытых на крыльях складок с амплитудой в несколько сотен метров, показывает, что соотношения названных пород в этой толще от места к месту сильно меняется. Для примера на фиг. 10 изображены два таких разреза, нижние части которых удалены друг от друга всего на 550 *м*. Особенно не выдержанными в разрезе оказываются туфобрекчии и туфоконгломераты, которые в изобилии развиты у устья р. Орловки и почти совершенно исчезают в 5 *км* ниже него. Верхняя часть свиты Серого ключа ниже устья Орловки представлена 300—400-метровой толщей известняков и доломитов, близких к описанным в слое 2 разреза у устья ручья Березового. Иногда они не отличимы от токминских известняков. Общая мощность свиты Серого ключа у устья Орловки 700—800 *м*.

Таким образом, в Орловской синклинали свита Серого ключа делится на две толщи, верхняя из которых в общем хорошо выдерживает свой состав, а нижняя с востока на запад быстро меняется по составу и мощности (см. фиг. 6). По-видимому, эти толщи являются не столько возрастными, сколько фациальными подразделениями, и картирование их как самостоятельных единиц в значительной мере условно (Семихатов, 1960$_2$). Описанные породы, как уже говорилось, залегают в наиболее прогнутых участках Орловской синклинали и венчают рифейский разрез этого района.

Рассматривая свиту Серого ключа в целом, легко видеть, что в Ангаро-Питском синклинории она представлена в общем однообразной толщей известняков (у западного крыла синклинория с пачками сланцев) мощностью 450—500 *м*. Далее к западу мощность свиты быстро растет до 1000 *м* в Каитьбинской синклинали и еще больших цифр достигает

в Бурмакинском синклинории. В крайних западных разрезах в ней еще более увеличивается количество сланцев и появляются пласты и пачки туфопесчаников, туфобрекчий, туфов и основных эффузивов. Таким образом, закономерности изменения фаций и мощностей свиты Серого ключа те же, что и для ниже лежащих свит рифея.

Дадыктинская свита

Дадыктинской Г. И. Кириченко (1955_1) назвал свиту сланцев, кварцито-песчаников и доломитов, налегающую на свиту Серого ключа.

Дадыктинская свита распространена лишь в Ангаро-Питском синклинории и Каитьбинской синклинали. В последней она наблюдается вдоль долины Большого Пита у устья Токмы, ниже устья Широкой и на левобережье последней. В Ангаро-Питском синклинории дадыктинская свита обнажается на довольно обширных участках вдоль его восточного крыла в междуречье Ангары и Горбилка (в бассейнах Дашки и Каменки), обрамляя с запада выходы отложений свиты Серого ключа, устанавливается на крыле структуры в междуречье Горбилка и Удерея, а также на крыльях Усть-Горбилокской и Тырынской синклиналей. Южнее, в междуречье Удерея и Ангары, дадыктинская свита входит в состав нерасчлененной киргитейской подсерии (см. фиг. 39).

На свите Серого ключа дадыктинская залегает согласно, в хорошо обнаженных разрезах между ними видны постепенные переходы.

На юго-востоке рассматриваемой территории, в бассейне Каменки лучший разрез дадыктинской свиты вскрывается в 4,5 *км* выше устья Удерея (снизу вверх):

1. Сланцы глинистые в нижней части зеленовато-серые, полосчатые, выше черные, с тонкими (от долей до 3—5 *см*) линзами и прослоями серых алевролитов и глинисто-алевритистых сланцев. Мощность 200—220 *м*.
2. Доломиты светло-серые, мелкозернистые, сахаровидные, массивные или толстослоистые, с пластами строматолитовых разностей. Строматолиты *Minjaria uralica* Kryl., *M. numbifera* forma nova, *Gymnoslen sinuosus* forma nova и *Tungussia confusa* gr. et forma nova. Мощность 200—250 *м*.
3. Сланцы глинистые темно-серые, с пластами до 1 *м* кварцитовидных песчаников и алевролитов. Мощность 70—80 *м*.
4. Известняки серые, доломитизированные, толстослоистые. Мощность 50—70 *м*.

Общая мощность дадыктинской свиты 550—600 *м*, на нее налегают кварциты и сланцы нижнеангарской свиты.

Очень похожий, но хуже обнаженный разрез дадыктинской свиты вскрыт в приустьевой части р. Капорожье. Мощность ее здесь около 600 *м*, из которых на долю нижней толщи сланцев приходится примерно 250—300 *м*. В верхней части свиты встречаются пласты в 0,5—0,8 *м* темно-серых кварцитовидных песчаников.

Далее к юго-западу, на правобережье Ангары на южном крыле Дашкинской мульды дадыктинская свита устанавливается главным образом по высыпкам. Она здесь представлена в основном глинистыми сланцами, окрашенными в нижней части в темно-серые, а в верхней в зеленовато-серые и лиловые тона. Примерно в середине и у кровли свиты эти сланцы чередуются с прослоями фиолетовых и серых известняков. Мощность свиты 800—900 *м*. Таким образом, к юго-западу от р. Каменки карбонатные породы почти полностью исчезают из разреза дадыктинской свиты. Аналогичные изменения происходят и к северо-западу от р. Каменки (см. фиг. 6). По р. Горбилку, выше устья Буремы, в составе свиты на известняках Серого ключа залегают (снизу вверх):

1. Сланцы глинисто-хлоритоидные, в основании зеленовато-серые, выше аспидно-черные, зернистые, с очень четкой полосчатостью, обусловленной неравномерным распределением хлоритоида. Мощность 300—350 *м*.
2. Известняки светло-серые, тонкозернистые, фарфоровидные, толстослоистые, иногда строматолитовые, с прослоями сходных, но вишнево-красных известняков.

Строматолиты *Gymnosolen sinuosus* forma nova, *Tungussia confusa* gr. et forma nova. Мощность 50—80 *м*.

3. Сланцы, аналогичные описанным в слое 1, с пластами в 1—1,5 *м* серых и розоватых тонкозернистых полосчатых кварцитовидных песчаников и прослоев в 30—40 *см* разнозернистых темных кварцито-песчаников. В нижней части толщи песчаники залегают пачками в 3—5 *м*, которые следуют в разрезе через 10—15 *м*, а в верхней — в виде редких пластов. Мощность около 300 *м*.

Общая мощность дадыктинской свиты 650—700 *м*; на нее налегают нижнеангарские породы.

Ниже по Горбилку, в Усть-Горбилокской синклинали строение дадыктинской свиты в общем близко к только что описанному (см. фиг. 6), но известняки среди нее не обнаружены (возможно, из-за плохой обнаженности), а кварцито-песчаники образуют прослои не свыше 0,6—0,8 *м* и присутствуют лишь в отдельных пачках верхней половины свиты. Она отделяется перерывом в обнажении в 350—400 *м* от свиты Серого ключа, а на левобережье Горбилка, к юго-востоку от его устья, перекрывается гематитовыми песчаниками нижнеангарской свиты. Видимая мощность дадыктинских пород 450—500 *м*.

В крайних своих северных выходах, на крыльях Тырынской синклинали дадыктинская свита сложена в основном черными и темно-серыми глинистыми сланцами. Лишь в нижних и верхних 30—50 *м* среди них наблюдаются монолитные прослои кварцитовидных песчаников, а в остальной части свиты — только их редкие линзы и небольшие прослойки. Мощность свиты 350—400 *м*.

В пределах Каитьбинской синклинали, по р. Большой Пит, у устья Токмы, дадыктинская свита сложена аспидно-черными глинистыми филлитизированными сланцами, иногда полосчатыми, в различной степени обогащенными хлоритоидом (оттрелитом ?). Среди них залегают небольшие пачки таких же сланцев, содержащих многочисленные линзы и миллиметровые прослои, обогащенные алевритовым материалом. Видимая мощность описанных пород около 600 *м*. Принадлежность их к дадыктинской свите доказывается налеганием их на известняки Серого ключа.

До недавнего времени дадыктинская свита в пределах Каитьбинской синклинали не выделялась, а слагающие ее породы относили к тунгусикской серии (Лоот, Горбунов и др.) или их сопоставляли с красногорской свитой (Кириченко, Веселова). Лишь Е. В. Покровский и Н. Я. Герасимова в 1958 г. пришли к выводу, что на токминских известняках залегает кварцито-сланцевая толща. По данным названных геологов, она широко развита в междуречье Большого и Сухого Пита, где в ее сложении бо́льшую роль приобретают кварциты. Здесь она ранее всеми геологами включалась в состав свиты Сухого хребта, сопоставлявшейся с погорюйской.

Сравнение описанных разрезов дадыктинской свиты показывает, что в ней, как и в лежащих ниже свитах, наблюдается явное увеличение количества песчаников в восточных и юго-восточных разрезах. Данные об изменении мощности свиты очень ограничены, так как полные разрезы свиты немногочисленны. По-видимому, мощность свиты несколько возрастает с востока на запад.

ОСЛЯНСКАЯ СЕРИЯ

Ослянская серия обнимает две наиболее молодые рифейские свиты Енисейского кряжа — кварцито-сланцевую нижнеангарскую, заключающую осадочные месторождения гематита, и карбонатную дашкинскую. В современном срезе ослянская серия распространена лишь на юго-востоке Енисейского кряжа, где она сохранилась в наиболее прогнутых участках Ангаро-Питского синклинория — Дашкинской, Капорожьин-

ской, Удерейской мульдах и Тырынской синклинали. Дашкинская свита слагает ядра этих структур, а нижнеангарская обнажается на их крыльях, и кроме того, в ядре Усть-Горбилокской синклинали (см. фиг. 39).

На подстилающих отложениях тунгусикской серии ослянская серия залегает без видимого несогласия, но местами с размывом, который устанавливается по появлению в основании нижнеангарской свиты пород с гравелитовой текстурой. Имеющиеся в литературе указания на несогласие в основании нижнеангарской свиты не были подтверждены последующими более детальными исследованиями.

Нижнеангарская свита

Нижнеангарскую свиту выделили Ф. Я. Пан и А. К. Рублев в 1949 г. и отнесли к ней глинистые сланцы и кварцито-песчаники, которым подчинены пласты гематитовых песчаников и алевролитов.

В качестве синонима для этих отложений принималось название ваничковская свита (Кириченко, 1955, 1956$_3$ и др.), предложенное С. В. Обручевым (1929$_1$) для глинистых сланцев с прослоями доломитов и кварцитов, обнажающихся по Ангаре у устья ручья Ваничкин. Но впоследствии было выяснено, что эти породы относятся к красногорской свите. Поэтому на совещании по унификации стратиграфических схем Сибири (Решения...., 1959) в рабочую стратиграфическую схему докембрия Енисейского кряжа была включена нижнеангарская свита.

На восточном крыле Ангаро-Питского синклинория, по р. Каменке, у устья ручья Ямного и ниже устья Каталанги, а также в приустьевой части Капорожье в сложении нижнеангарской свиты преобладают темно-серые и зеленовато-серые, иногда полосчатые глинистые сланцы. Иногда они в той или иной мере обогащены известковистой или алевритовой примесью, местами углисты и содержат прослои и линзы в 5—15 *см* глинистых сидеритов.

Среди описанных сланцев залегают пласты светло-серых и желтых кварцевых кварцитовидных косослоистых песчаников. Мощность их обычно составляет 1—1,5 *м*, но иногда достигает нескольких метров. В нижних 100—150 *м* свиты прослои песчаников наиболее многочисленны. Среди них здесь иногда появляются прослои и линзы вишневых разностей, содержащих в цементе значительное количество гематита, а в аллювии р. Каменки у устья Каталанги обнаружены глыбы песчанистой существенно гематитовой породы с гравеллитовой текстурой (Плотников, 1958$_1$). В верхней части свиты по р. Каменке количество песчаников меньше; здесь появляются единичные прослои строматолитовых серых и желто-серых доломитов. Из них определены *Minjaria nimbifera* forma nova, *Gymnosolen sinuosus* forma nova. Мощность нижнеангарской свиты по р. Каменке — 350—400 *м*.

Примерно так же построена свита и на южном крыле Дашкинской мульды, в низовьях Дашки и Верхней Ослянки. Западнее, на западных крыльях Дашкинской и Удерейской мульд количество гематитсодержащих пород в нижней части свиты резко увеличивается, и среди них появляются гематитовые руды. В этих районах нижнеангарская свита делится на две подсвиты. Нижняя, рудоносная, представлена сложной комбинацией рудных хлоритово-гематитовых пластов и пластов песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Все эти породы в различной степени обогащены гематитом и, реже, сидеритом и железистыми хлоритами; по простиранию они фациально замещают друг друга. Поэтому относительное количество тех или иных пород в разрезе, а также мощности и количество рудных пластов от места к месту меняются. Наибольшая насыщенность толщи рудными пластами наблюдается на западном крыле Дашкинской мульды у пос. Нижнеангарска и в верховь-

ях Удоронги (Могдыгайская синклиналь), а также на западном крыле Удерейской синклинали у устья Ишимбы. Самые мощные рудные пласты здесь достигают 10 *м* и даже 20 *м*, а по простиранию некоторые из них прослеживаются на 10—15 *км* (Медведков, 1960). Мощность нижней подсвиты нижнеангарской свиты здесь колеблется от 60—80 до 100—120 *м*.

Между названными выше участками содержание железа в рудных пластах разубоживается, сами пласты сокращаются в мощности, а руды переходят в гематитовые песчаники и алевролиты.

Верхняя подсвита нижнеангарской свиты на западных крыльях Дашкинской и Удерейской мульд сложена темно-серыми, зеленоватыми и, реже, фиолетовыми глинистыми сланцами с прослоями алевролитов, светлых кварцитовидных песчаников и иногда глинисто-известковистых сланцев. Среди них наблюдаются линзы сидерита. Для всех этих пород весьма характерна косая слоистость, волноприбойные знаки, трещины усыхания. Мощность подсвиты около 500 *м*. Таким образом, общая мощность нижнеангарской подсвиты в рассмотренных разрезах достигает 600 *м*.

В крайних северных выходах, в Усть-Тырынской синклинали, строение нижнеангарской свиты близко к описанному, но количество и мощность гематитсодержащих пород здесь резко уменьшается. По правому склону долины Большого Пита у устья р. Тыры на зеленовато-серых и сиреневых глинистых и глинисто-алевритовых дадыктинских сланцах залегают следующие породы нижнеангарской свиты (снизу вверх):

1. Кварцито-песчаники зеленовато-серого и серого цвета, мелкозернистые, реже грубозернистые, кварцевые, с подчиненными прослоями и линзами серых, сиреневых и желтых алевролитов, глинистых сланцев и вишневых гематитовых песчаников. Редкие прослои существенно гематитового гравелита. Все перечисленные породы обычно косослоистые; иногда видны трещины усыхания. Мощность 50 *м*.

2. Сланцы глинистые, желтовато-серые, зеленовато-серые и серые, полосчатые, с более темными и иногда вишневыми полосами. В нижней части пачки — прослои темно-серых кварцито-песчаников. В сланцах наблюдаются трещины усыхания. Мощность 60—65 *м*.

3. Неправильное переслаивание вишнево-красных и, реже, зеленовато-серых глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых кварцито-песчаников, неравномерно обогащенных гематитом. Отдельные пласты и линзы мощностью от долей до нескольких метров гематитового гравелита, состоящего из хорошо окатанных уплощенных галек гематита, сцементированных базальным хлоритово-гематитовым песчанистым цементом. Мощность 30—35 *м*.

4. Сланцы глинистые, листоватые, в нижних 30 *м* и у кровли вишнево-красные, ожелезненные, в остальной части пачки темно-серые до черных, реже сиреневые, с линзами и прослоями 1—10 *см* серых и сиреневых кварцито-песчаников. Видимая мощность 300—350 *м*.

Видимая мощность свиты 450—500 *м*. Выше после перерыва в обнажении наблюдаются глыбы дашкинских известняков.

Руды нижнеангарской свиты на всей площади ее распространения однотипны по своему составу. Они, как правило, имеют обломочную (гравелитовую) текстуру и по составу подразделяются на три типа (Юдин, 1958, 1960).

1. Подавляющая часть руд представлена хлоритово-гематитовыми разностями. Они состоят из мелких овальных и уплощенных галек и обломков гематита и, реже, железистых хлоритов (тюрингита и шамозита) и железистых аргиллитов размером от долей до 1—1,5 *см*. Они сцементированы гематитом и железистым хлоритом, в той или иной степени обогащенным песчаным, алевритовым (почти чисто кварцевым), а также глинистым материалом. Реже в составе галек встречаются каолинит и серицит. Соотношение галек и цемента, а также количество терригенной примеси в последнем от места к месту быстро меняются, и по мере ее увеличения происходят постепенные переходы от руд к сильно, а затем слабо ожелезненным песчаникам, алевролитам или сланцам. Меньшую роль в сложении руд играют руды второго и третьего типа.

2. Хлоритово-сидеритово-магнетитовые (хлоритовомагнетитовые и хлоритово-сидеритовые).

3. Сидеритово-магнетитово-гематитовые (сидерит-гематит-магнетитовые и гематит-сидеритовые) разности. Руды этих типов также в той или иной мере обогащены терригенным материалом и образуют постепенные переходы к сидеритовым и хлоритовым песчаникам, алевролитам и т. п.

Вне рассмотренной площади нижнеангарская свита в современном срезе отсутствует.

Из приведенного описания нижнеангарской свиты видно, что мощность ее заметно увеличивается с востока на запад (от 350—400 *м* в бассейне Каменки до 600 *м* в районе пос. Нижнеангарска) и в том же направлении резко увеличивается количество гематитсодержащих пород в ее составе. Как и в прочих рифейских свитах Енисейского кряжа, в нижнеангарской свите в изобилии наблюдаются признаки отложения пород в большом мелководье. Наиболее отчетливо они развиты в западных разрезах свиты.

Дашкинская свита

Дашкинскую свиту выделили Ф. Я. Пан и А. К. Рублев в 1949 г. и отнесли к ней темные тонкослоистые известняки с прослоями глинистых сланцев, венчающие собой разрез рифея Енисейского кряжа. Ранее эти породы описывались под названием свиты Лантак (Обручев, 1929_{1-2}; Кузнецов, 1941_1; Кириченко, 1955 и др.) или включались в состав усть-удерейской свиты (Кириченко, 1948 и др.). Но позднее было выяснено, что карбонатные породы, обнажающиеся по Ангаре у устья ручья Лантак (в 4 *км* ниже дер. Каменки) и принятые за стратотип свиты Лантак, относятся к джурской свите, а усть-удерейская свита обнимает собой разновозрастные отложения от свиты Серого ключа до дашкинской. Поэтому Межведомственное совещание по унификации стратиграфических схем Сибири (Решения..., 1959) в рабочую схему докембрия Енисейского кряжа включило дашкинскую свиту.

На подстилающих отложениях дашкинская свита залегает согласно, с постепенными переходами. Лучший разрез свиты вскрыт в нижнем течении Удерея. Здесь обнажается монотонная толща темно-серых и черных тонкозернистых, преимущественно тонкослоистых известняков (иногда доломитизированных). Среди них наблюдаются прослои толстослоистых и массивных, изредка строматолитовых разностей, листоватых глинисто-известковистых сланцев и глинистых известняков. Сланцы и глинистые известняки наиболее обычны в нижних 100—200 *м* свиты, где иногда слагают до 50% разреза и образуют частое переслаивание с более чистыми известняками. В последних нередко наблюдается косая слоистость и иногда трещины усыхания. Черные известняки рассечены тонкими жилками белого кальцита; местами в них видна брекчированность.

На нескольких уровнях в свите залегают черные массивные строматолитовые доломиты с *Gymnosolen confragosus* forma nova.

Мощность дашкинской свиты из-за однообразия состава, наличия ряда флексур и недостаточной обнаженности удается определить лишь приблизительно. Различными исследователями она оценивается в пределах от 700 до 4000 *м*. По нашим подсчетам, она составляет 1,5—2 *км*.

Такой же состав дашкинская свита имеет и в бассейне Удоронги и Дашки и на правобережье Тыры, в ядре Усть-Тырынской синклинали.

Вне описанных районов дашкинская свита в современном срезе отсутствует. В литературе, однако, господствует представление о том, что ее аналоги широко распространены и за пределами Ангаро-Питского синклинория — в Каитьбинской синклинали и Нижне-Вороговском син-

клинории. В первой из названных структур с дашкинской свитой параллелизовали токминские известняки и их аналоги, которые, как уже говорилось, относятся к свите Серого ключа, а во второй — с дашкинской свитой сопоставляли вороговскую свиту. Но эта свита залегает стратиграфически выше, от рифея Енисейского кряжа отделена угловым несогласием и крупным размывом (Николаев, 1929; Семихатов, 1959_1; Григорьев и Семихатов, 1958; Ковригин и Ковригина, 1960) и по этим признакам условно относится нами к нижнему кембрию.

* * *

Таким образом, рифейские отложения Енисейского кряжа представляют собою единый, лишенный крупных перерывов комплекс отложений. Наиболее полные его разрезы вскрыты в пределах Ангаро-Питского синклинория и смежной части Татарского антиклинория (Панимбинская антиклиналь). В пределах этих структур удается наблюдать последовательность всех четырех серий Енисейского рифея. Рассматривая эти серии в целом, легко заметить, что они в нижней своей части сложены терригенными отложениями, а в верхней — карбонатными или терригенно-карбонатными, в результате чего весь разрез приобретает ритмичное строение.

Наиболее ярко такая закономерность проявляется в строении тейской, сухопитской и ослянской серий. Образуемые ими ритмы имеют мощность 2,5—5 *км*. Тунгусикская же серия, возможно, объединяет два подобных ритма, один из которых отвечает потоскуйской, а другой — киргитейской подсерии. В пользу такого допущения говорит появление в средней части тунгусикской серии мощной терригенной толщи шунтарской свиты, ниже которой залегают карбонатные отложения джурской свиты, а выше — карбонатные и терригенно-карбонатные породы свит Серого ключа и дадыктинской.

Следует отметить, что ритмичность в строении рифейских отложений наиболее отчетливо устанавливается в восточной части Енисейского кряжа. В западной его части одни карбонатные толщи (аладьинская свита, доломиты дадыктинской свиты) полностью замещаются терригенными породами; другие сохраняются и даже увеличиваются в мощности, но это увеличение относительно меньше, чем увеличение мощности терригенных свит.

Кроме того, в западных разрезах, среди осадочных пород появляются вулканогенные образования, которые, как мы видели, не считаются с рассматриваемой ритмичностью и как бы накладываются на нее. Поэтому сами ритмы теряют здесь свою четкость и расплываются. В то же время по простиранию структуры как ритмы в целом, так и отдельные слагающие их толщи оказываются прекрасно выдержанными. Это тем более примечательно, что почти все рифейские отложения носят черты образования в крайнем мелководье (косая слоистость, трещины усыхания, волноприбойные знаки, строматолиты и т. п.).

Мощность всех рифейских свит Енисейского кряжа, за исключением аладьинской, как уже неоднократно говорилось, довольно плавно возрастает на запад. Так, мощность сухопитской серии в Ангаро-Питском синклинории составляет 3,5—3,8 *км*, а в приустьевой части Большого Пита превосходит 4,5 *км*; мощность тунгусикской серии соответственно 3,0—3,5 *км* и более — 4,5—5,0 *км*. Общая же мощность рифейских отложений Енисейского кряжа достигает 11—13 *км*. Одновременно с увеличением мощности, в терригенных свитах количество песчаников и алевролитов уменьшается, и лишь в крайних западных разрезах оно вновь несколько возрастает.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ И ВЫВОД ОБ ИХ ВОЗРАСТЕ

В смежных с Енисейским кряжем регионах рифейские отложения выходят на поверхность в Присаянье, в западной части Восточного Саяна, в Туруханском и Игарском районах и в Чадобецком поднятии. Наиболее полные их разрезы описаны в пределах второго и третьего из названных регионов, в остальных наблюдаются выходы лишь средних горизонтов рифея.

Рифейские отложения названных разрезов имеют много общего по составу, последовательности напластования, а зачастую и по деталям своего строения, что позволяет сопоставлять их обычными геологическими методами.

Западная часть Восточного Саяна

Стратиграфию рифея этого региона изучали И. А. Молчанов, Ю. А. Кузнецов, И. П. Баженов, К. В. Радугин, А. Г. Вологдин, В. М. Чаиркин, Ф. Я. Пан, И. В. Лучицкий, А. Н. Легков, П. П. Пискорский, А. А. Предтеченский и многие другие геологи. Обобщение всех данных по стратиграфии докембрия на основании полевых исследований и сведение всего литературного материала было сделано М. А. Семихатовым и В. В. Хоментовским (1956) (Хоментовский, Семихатов, Репина, 1960), по материалам которых и дается нижеследующее описание.

Древнейшими (предположительно архейскими или нижнепротерозойскими) отложениями в Западной части Восточного Саяна являются амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы и гранито-гнейсы, развитые в пределах двух горстовых выступов в верховьях Маны. Эти выступы служат западным окончанием полосы аналогичных пород, протягивающихся вдоль северного склона Восточного Саяна более чем на 600 *км*.

Кожелакская свита, залегающая выше, представлена зелеными сланцами (обычно превращенными в амфиболиты), переслаивающимися с красными яшмовидными породами и кислыми эффузивами. На подстилающих породах свита залегает с угловым несогласием и в основании ее по р. Мане у дер. Кожелак отмечается конгломерат с галькой этих пород, но в других местах она сильно метаморфизована и не может быть отделена от лежащих ниже отложений. Выходы кожелакской свиты пространственно разобщены от выходов более молодых рифейских пород, участвующих в сложении Восточно-Саянского антиклинория. Поэтому помещение ее в основание рифея в достаточной мере условно.

Дербинская свита слагает присводовую часть Восточно-Саянского антиклинория на всем его протяжении. В ее составе преобладают белые и серые мраморы и мраморизованные известняки часто с большим количеством чешуек графита, мусковита и биотита. У видимого основания свиты среди мраморов появляются прослои и пачки кристаллических, обычно карбонатсодержащих сланцев и гнейсов. Некоторые из них близки породам кожелакской свиты. Видимая мощность дербинской свиты около 4 *км*.

Жайминская свита в виде сравнительно узких полос обрамляет ядро Восточно-Саянского антиклинория. С дербинской свитой она связана постепенными переходами и представлена в основном черными кварцево-графитовыми и углисто-кварцевыми сланцами, переслаивающимися с мраморизованными известняками, количество которых быстро убывает вверх по разрезу. Мощность свиты 1200—1400 *м*.

Кувайская свита наблюдается как вдоль обоих крыльев Восточно-Саянского антиклинория, так и в ядрах поднятий, осложняющих строение смежного с ним Манского синклинория, выполненного кембрий-

скими отложениями. В сложении кувайской свиты преобладают зеленокаменные эффузивы диабазового ряда и их туфы, которым одчинены туфопесчаники, туффиты, глинистые, глинисто-хлоритовые и кремнистые сланцы, известняки, лаво- и туфобрекчии, а иногда и аркозовые песчаники. Мощность кувайской свиты приблизительно 2—2,5 *км*.

Павловская свита развита вдоль южного крыла Восточно-Саянского антиклинория и обрамляет ядра поднятий в пределах Манского синклинория. На кувайских породах она залегает согласно, с постепенными переходами. Сложена свита черными и темно-серыми тонкозернистыми массивными или толстослоистыми известняками и реже доломитами с отдельными прослоями и пачками черных углисто-кремнистых, углисто-кремнисто-хлоритовых и других сланцев и линзами черных кремней. Мощность свиты колеблется от 1000—1200 до 2000 *м*.

Урманская свита венчает разрез рифея Западной части Восточного Саяна и согласно перекрывает павловскую свиту. В бассейне Маны ее слагают темно-серые, черные, зеленовато-серые глинистые и филлитизированные сланцы, а также кварцево-хлоритово-карбонатные, хлоритовые, хлоритово-актинолитовые, углисто-кремнистые сланцы с невыдержанными прослоями и пачками темных слоистых известняков и известковистых алевролитов, песчаников и иногда мелкогалечных конгломератов. Мощность этих отложений достигает 2500—3000 *м;* в них наблюдается масса пластовых даек основного состава.

На всех описанных свитах с глубоким размывом и угловым несогласием залегают песчаники ангульской и анастасьинской свит, условно относимые к нижнему кембрию.

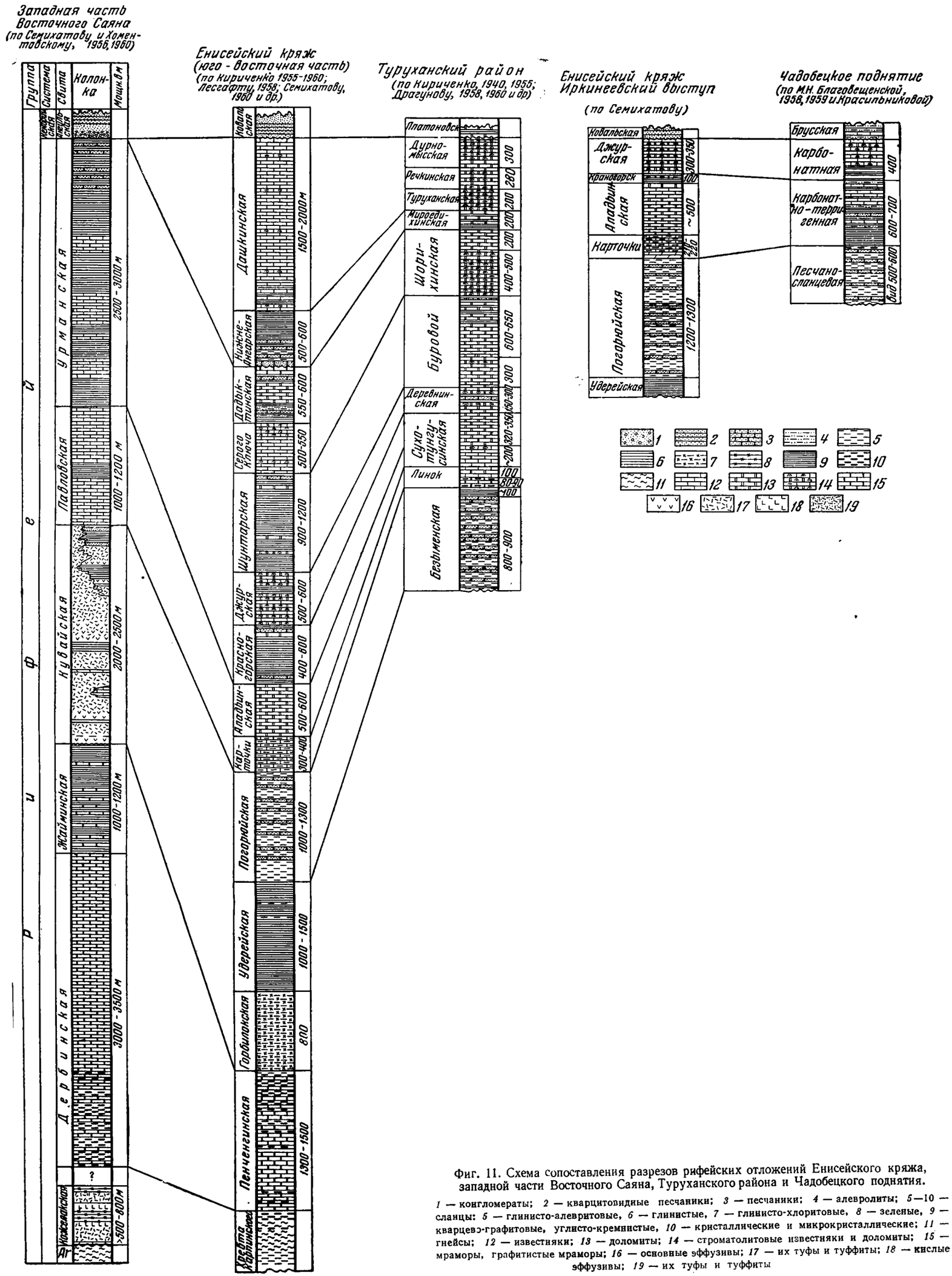
При сравнении разрезов рифея западной части Восточного Саяна и Енисейского кряжа (фиг. 11) обращает на себя внимание близкое сходство урманской свиты и тунгусикской серии. Ниже в обоих случаях располагаются карбонатные толщи (павловская свита и свиты аладьинская и карточки), которые на Восточном Саяне подстилаются эффузивно-осадочной кувайской свитой, а на кряже — преимущественно терригенными породами нижней части сухопитской серии. Такое различие состава кувайской свиты и нижней части сухопитской серии не может, однако, помешать их сопоставлению, так как замещение осадочных отложений эффузивными при удалении от платформы в глубь геосинклинали — явление весьма типичное, наблюдается оно в пределах самого Восточного Саяна (урманская свита). Появление же вулканогенных пород в крайних западных разрезах сухопитской серии как бы перекидывает мост между последней и кувайской свитой и подтверждает проводимые сопоставления. Подкрепляются они и тем, что ниже в сравниваемых районах залегают близкие по составу отложения пенченгинской свиты и жайминской и дербинской свит.

Наконец, свита хребта Карпинского Енисейского кряжа по стратиграфическому положению может быть сопоставлена с кожелакской свитой Саяна. Аналоги ослянской серии здесь, по-видимому, отсутствуют.

Присаянье

Рифейские отложения Присаянья изучаются сравнительно давно большим коллективом геологов. Тем не менее до настоящего времени сопоставление, а иногда и расчленение отдельных разрезов различными авторами проводится по-разному.

Один из наиболее полных разрезов рифея Присаянья вскрывается по р. Ие. По данным Г. И. Кириченко и В. Н. Гурьяновой (1955) и Г. И. Кириченко и А. Л. Додина (1958), здесь, отделяясь разломом от архея или нижнего протерозоя, залегают:



Фиг. 11. Схема сопоставления разрезов рифейских отложений Енисейского кряжа, западной части Восточного Саяна, Туруханского района и Чадобецкого поднятия.

1 — конгломераты; *2* — кварцитовидные песчаники; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5*—*10* — сланцы: *5* — глинисто-алевритовые, *6* — глинистые, *7* — глинисто-хлоритовые, *8* — зеленые, *9* — кварцево-графитовые, углисто-кремнистые, *10* — кристаллические и микрокристаллические; *11* — гнейсы; *12* — известняки; *13* — доломиты; *14* — строматолитовые известняки и доломиты; *15* — мраморы, графитистые мраморы; *16* — основные эффузивы; *17* — их туфы и туффиты; *18* — кислые эффузивы; *19* — их туфы и туффиты

Верхнеикейская свита — зеленовато-серые филлиты мощностью в много сотен метров.

Сублукская свита — туфы кислых эффузивов, туфобрекчии, порфириты. Мощность 2—2,5 *км*.

Аршанская свита — черные глинистые сланцы, переслаивающиеся с тонко- и толстослоистыми доломитами. Мощность 500 *м*.

Ирсымская свита — серые и розовые массивные доломиты с пачками темно-серых доломитов. Мощность около 300 *м*.

Нижние две свиты приведенного разреза могут быть сопоставлены с кувайской, а две верхние — с павловской свитой западной части Восточного Саяна.

Чадобецкое поднятие

Ближайшие к Енисейскому кряжу выходы рифейских отложений наблюдаются в Чадобецком поднятии в низовьях р. Чадобец. Здесь их изучали А. С. Хоментовский, С. С. Воскресенский, Н. А. Красильникова, М. Н. Благовещенская (1958, 1959), Н. С. Зайцев и др. По данным названных геологов, в основании вскрытого разреза залегает свита частого переслаивания серых глинисто-алевритовых сланцев, кварцитовидных песчаников и алевролитов видимой мощностью 500—600 *м*. Выше залегает толща мощностью около 400 *м*, сложенная темными, иногда красноватыми кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями кварцито-песчаников и алевролитов, а также известняков и доломитов, количество которых вверх по разрезу растет. В средней части — пласты фосфатизированных пород.

Далее в разрезе следует 400—450-метровая свита серых и светлых массивных и слоистых, иногда строматолитовых известняков с прослоями глинистых сланцев в нижней части. Выше с глубоким размывом, а местами и со слабым угловым несогласием (Благовещенская, 1958) залегают терригенные толщи кембрия.

По стратиграфической последовательности и составу М. Н. Благовещенская, а за нею и все другие исследователи нижнюю свиту сопоставляют с погорюйской, среднюю толщу — со свитами карточки, аладьинской и красногорской, а верхнюю свиту — с джурской свитой Енисейского кряжа (см. фиг. 11).

Туруханский и Игарский районы

К северу от Енисейского кряжа рифейские отложения наиболее полно представлены в Туруханском районе. Здесь правыми притоками Енисея — Нижней и Сухой Тунгуской, Мироедихой, Шорихой и другими вскрывается ряд прекрасных разрезов, в которых выступает пологопадающая (обычно 20—40°) непрерывная серия рифейских отложений. Изучение их проводили С. В. Обручев, А. Г. Вологдин, А. А. Предтеченский, А. И. Гусев, Г. И. Кириченко, Ф. Г. Марков и другие, и в последние годы Г. И. Кириченко (1955), Д. К. Зегебарт, геологи Эвенкийской экспедиции ВАГТ, В. И. Драгунов (1959 и др.), М. А. Семихатов (1960_3) и другие, по материалам которых и дается следующее ниже описание.

Безыменская (стрельногорская) свита залегает в основании вскрытого разреза рифея Туруханского района. В нижней, большей своей части она сложена темно-серыми и черными глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, с прослоями и линзами в 5—20 *см* серых и желтовато-серых кварцитовидных песчаников. Песчаники обычно разнозернистые, «веснушчатые» от окисленного пирита, изредка глауконитовые, а местами содержащие рассеянную гальку кварца и линзы гравелита. В толще песчаники распределены неравномерно и залегают отдельными

пачками по 5—20 *м*, среди которых содержатся прослои сланцев в 10—40 *см* мощностью. Иногда в основании или в кровле такой пачки обособляется мощный (до 3—5 *м*) пласт таких же песчаников.

Верхняя часть свиты (80—100 *м*) сложена такими же, как и ниже, сланцами, но в них почти нет прослоев песчаников, зато появляются прослои глинисто-известковистых сланцев, а иногда известняков. Видимая мощность свиты — 800—1000 *м* на Нижней Тунгуске и около 300 *м* на Сухой Тунгуске.

Свита Линок (ильюшкинская) делится на две пачки. Нижняя представлена зеленовато-серыми и реже блекло-красными глинистыми тонкослоистыми, тонкозернистыми и афанитовыми известняками, обладающими четкой тонкой полосчатостью, а верхняя — тонкослоистыми полосчатыми серыми доломитами и известняками. По Сухой Тунгуске у основания свиты залегают пласты и линзы конгломератобрекчии из вмещающих пород, внешне не отличимой от описанной в свите карточки. Мощность нижней пачки изменяется от 160 *м* (Сухая Тунгуска) до 80—90 *м* (Нижняя Тунгуска), верхней — составляет 80—90 *м*.

Сухотунгусинская свита сложена карбонатными породами. В ее нижней части преобладают темные и серые толстослоистые известняки с линзами кремня и жилками белого кальцита. Местами породы этой примерно 200-метровой пачки брекчированы, а у кровли содержат пласты массивных строматолитовых известняков. Нами отсюда определены *Baicalia prima* forma nova, *Tungussia nodosa* gr. et forma nova.

Верхняя часть сухотунгусинской свиты сложена серыми и темно-серыми массивными и толстослоистыми доломитами с многочисленными прослоями мощностью до 0,5 *м* и линзами темных кремней, которые иногда составляют до 40% разреза. Мощность этой толщи около 400 *м* на Сухой Тунгуске и 320—350 *м* — на Нижней Тунгуске ниже Стрельных гор.

Деревнинская (второкаменская) свита сложена светло-серыми, серыми, зеленовато-серыми и вишнево-красными массивными строматолитовыми известняками и доломитами, среди которых в средней части залегает 70—80-метровая пачка темно-серых и малиновых глинисто-известковистых сланцев с прослоями кварцитовидных песчаников и известняков.

В этой пачке В. И. Драгунов (1958_2) по Сухой Тунгуске в керне буровой скважины нашел остатки *Sabellidites* ex gr. *cambriensis* Jan. Среди строматолитов деревнинской свиты господствуют представители группы *Conophyton* Masl. (*C. lituus* Masl., *C. cylindricus* Masl.), реже встречаются *Collenia frequens* Walc.

Мощность свиты на Нижней Тунгуске от 120—140 *м* (Гремячий лог) до 300 *м* (Стрельные горы), на Сухой Тунгуске — 250—300 *м*.

Свита буровой делится в общих чертах на три пачки. В нижней широко развиты брекчированные темные доломиты, переслаивающиеся с коричневато-серыми тонкослоистыми доломитами. Вторую пачку слагают розовато-серые массивные строматолитовые доломиты, переполненные крупными *Baicalia prima* forma nova. Третья пачка на Сухой Тунгуске представлена массивными, толсто- и тонкослоистыми доломитами, а по Нижней Тунгуске ниже Стрельных гор — черными, иногда строматолитовыми доломитами с *Baicalia lacera* forma nova и *B. rara* forma nova. Доломиты переслаиваются с тонкослоистыми глинистыми битуминозными доломитами и реже глинистыми сланцами. В кровле свиты здесь обособляется 60—80-метровая толща глинистых сланцев с прослоями кварцевых и глауконитово-кварцевых песчаников, пластовых сидеритов и глауконитов. Абсолютный возраст последних по К-Ar методу — 925 млн. лет (Казаков, Полевая, 1958; Келлер и др. 1960).

Общая мощность свиты буровой по Нижней Тунгуске около 1000 *м* ниже Стрельных гор и около 500 *м* у Гремячего лога, по Сухой Тунгуске у устья р. Таборной — 1000—1200 *м*, а на запад к Буровой сокращается до 300—350 *м* за счет срезания верхней части свиты кембрием.

Шорихинская (коврижки и надковрижная) свита в нижней части сложена светлыми массивными и тонкослоистыми, нередко целиком строматолитовыми доломитами, а в верхней — такими же доломитами с прослоями и линзами кремней. Среди строматолитов шорихинской свиты господствуют *Minjaria uralica* Kryl, реже встречаются *Gymnosolen confragosus* forma nova, а в нижней части редкие *Baicalia lacera* forma nova. Мощность шорихинской свиты по Нижней Тунгуске ниже Стрельных гор около 700 *м*, выше них — не более 500 *м*. Здесь кембрий срезает верхнюю часть свиты, а по Сухой Тунгуске всю ее целиком.

Мироедихинская (монастырская) свита представлена зеленовато-серыми, малиновыми и вишневыми глинистыми сланцами с прослоями известняков и доломитов (иногда со строматолитами), наиболее обычными в ее верхней части. Мощность свиты 200—250 *м*.

Туруханская (первопорожная) свита слагается красными, желтыми и серыми водорослевыми доломитными, переполненными строматолитами. Среди них преобладают *Minjaria nimbifera* forma nova, реже встречаются *Turuchania arbora* gr. et forma nova и *Tungussia nodosa* gr. et forma nova. Мощность свиты около 200 *м*.

Речкинская свита сложена буровато-серыми и темно-серыми доломитами с *Minjaria procera* forma nova. Мощность 200—250 *м*.

Дурномысская свита венчает рифейский разрез Туруханского района. Она сложена массивными светло-серыми и серыми доломитами, частью строматолитовыми с *Minjaria procera* forma nova и *Turuchania arbora* gr. et forma nova. Видимая мощность — 300 *м*.

Сравнение рифейских разрезов Енисейского кряжа и Туруханского района выявляет их крайнюю близость (особенно в нижней части). Действительно, свиты погорюйская и карточки по всем признакам тождественны свитам безыменской и Линок, а аладьинская свита — нижней подсвите сухотунгусинской свиты (фиг. 11). Ее верхняя подсвита по стратиграфическому положению может быть сопоставлена с красногорской свитой, так как выше в Туруханском районе залегает деревнинская свита, аналогичная по литологии и строматолитовой характеристике (Кириченко, 1955, 1958; Драгунов, 1958_1 и др.) — обилию крупных конофитонов — джурской свите Енисейского кряжа. В более высоких горизонтах сравниваемых разрезов уже не наблюдается прямой аналогии [1] По стратиграфическому положению и отчасти по составу свита буровой может быть сопоставлена с шунтарской, шорихинская — со свитой Серого ключа и дадыктинской, а лежащие выше свиты — с ослянской серией (см. фиг. 11). Проводимые сопоставления контролируются цифрами абсолютного возраста (Келлер и др., 1960).

К северо-западу от Туруханска, в Игарском районе в аналогах безыменской (погорюйской) и, по-видимому, удерейской свиты появляются мощные эффузивные толщи (Драгунов и Штейн, 1958). Это обстоятельство лишний раз подтверждает правильность сопоставления названных свит с кувайской свитой Восточного Саяна.

Из сказанного ясно, что рифейские отложения в бассейне среднего течения Енисея — от Игарского и Туруханского районов на севере до

[1] Интересно отметить, что такая же картина типична и для рифея Учуро-Майского района, в котором учурская серия и пять свит майской серии (Нужнов и Ярмолюк, 1959) в общем похожи на отложения тейской, сухопитской и нижней части тунгусинской серии Енисейского кряжа и их аналогов в Туруханском районе, в то время как в лежащих выше отложениях такого сходства нет.

Восточного Саяна на юге — достаточно надежно сопоставляются между собой. Такие сопоставления в виде, близком к описанному, были приняты на Междуведомственном совещании по унификации стратиграфических схем Сибири в 1956 г. (Решения..., 1959). Правда, на том же совещании и ранее А. Г. Вологдин (1955$_1$, 1958) высказал точку зрения о неодновозрастности описанных отложений Енисейского кряжа и Туруханского района, но она не получила ничьей поддержки.

Решением упомянутого Совещания в Сибири был выделен синийский (рифейский, позднедокембрийский) комплекс, помещенный между протерозоем и кембрием. На Енисейском кряже к нему были отнесены отложения сухопитской, тунгусикской и ослянской серий и чингасанский комплекс (см. ниже), в то время как тейская серия была оставлена в протерозое. Такое проведение подошвы синия (рифея) основывалось на представлении о несогласном залегании сухопитской серии на лежащих ниже породах.

В последующие годы одни геологи, исходя из особенностей разреза Енисейского кряжа, помещали границу протерозоя и синия значительно выше, чем это было установлено совещанием (Глико, 1957 и др.; Сагитов 1960$_{1-2}$), превращая, таким образом, эти подразделения в чисто местные, в то время как другие путем широких межрегиональных сопоставлений пытались уточнить привязку описанных отложений к стратотипическим разрезам Южного Урала и Пекинского Сишаня (Соколов, 1958; Соколов и Дзевановский, 1957; Драгунов, 1958$_1$; Келлер и Хоментовский, 1960 и др.). Существенные расхождения в полученных при этом выводах рельефно оттеняют сложность и значительную субъективность таких сопоставлений, основанных на общегеологических методах.

Первые, зачастую еще только предварительные объективные данные для сопоставления описанных разрезов со стратотипом рифейской группы — разрезом Башкирского антиклинория — появились лишь в самое последнее время. Первые определения абсолютного возраста глауконитов из рифейских отложений Башкирского антиклинория, Енисейского кряжа, Туруханского и Учуро-Майского районов (Казаков и Полевая, 1958; Полевая и др., 1960; Келлер и др., 1960) показали, что эти отложения в целом являются одновозрастными.

Изучение вертикальной смены строматолитовых комплексов в названных разрезах (Крылов, 1959$_{1-2}$, 1960$_2$; Нужнов, 1960; Семихатов, 1960$_3$; Келлер и др., 1960) позволило не только подтвердить этот вывод, но и наметить более дробные сопоставления. Благодаря названным работам было выявлено, что в настоящее время в рифее выделяется три строматолитовых комплекса, последовательно сменяющих друг друга во времени — нижний комплекс с *Kussiella* Kryl. и *Conophyton* Masl.; средний, для которого типичны строматолиты группы *Baicalia* Masl. и *Conophuton* Masl., и верхний, в котором доминируют формы из группы *Gymnosolen* Steinm. и *Minjaria* Kryl [1]. Из этих комплексов на Урале выделяются все три, на Енисейском кряже и в Туруханском районе лишь два верхних, а в Учуро-Майском районе — два нижних. Понятно, что такое совпадение состава и последовательности строматолитовых комплексов в столь удаленных друг от друга районах никак не может быть объяснено влиянием фациальных причин,— и заставляет рассматривать их как возрастные подразделения (Келлер и др., 1960; Семихатов, 1960$_3$).

На южном Урале нижний комплекс заключен в отложениях бурзянской серии (саткинская и бакальская свиты), средний — наиболее типично выражен в юрматинской серии (авзянская свита), а верхний

[1] Более полная характеристика этих комплексов дана в гл. IV настоящей работы.

появляется в верхней части каратавской серии (подинзерская толща катавской свиты или симская свита и миньярская свита).

В Туруханском районе и на Енисейском кряже смена среднего комплекса верхним происходит соответственно в основании свит шорихинской и Серого ключа, что позволяет эти свиты и перекрывающие их рифейские отложения сопоставить с верхней частью каратавской серии Южного Урала и отнести к верхнему рифею. Такое сопоставление подтверждается и первыми цифрами абсолютного возраста — 925 млн. лет из слоев, расположенных непосредственно ниже границы среднего и верхнего комплексов в Туруханском районе, и 880—920 млн. лет из пород, расположенных несколько выше нее на Урале (инзерская свита). Лежащие ниже в Туруханском районе и на кряже отложения со строматолитами среднего комплекса (свиты буровой, деревнинская, сухотунгусикская и их аналоги) следует сопоставлять с нижней частью каратавской и верхней частью юрматинской серий, охарактеризованных теми же строматолитами, и отнести к среднему рифею.

Вопрос о границе среднего и нижнего рифея в описанных разрезах не может быть решен путем прямого сравнения их со стратотипом, так как строматолиты нижнего комплекса на Енисейском кряже и в Туруханском районе неизвестны, а имеющееся единственное определение абсолютного возраста пород сухопитской серии (1140 млн. лет, погорюйская свита) свидетельствует лишь о том, что и она в какой-то своей части относится к среднему рифею. В решении этого вопроса помогает сравнение рифея Енисейского кряжа и Туруханского поднятия с рифеем Учуро-Майского района. Выше уже отмечалось литологическое сходство их средних и нижних горизонтов. Сопоставление эннинской, омнинской, малгинской, лахандинской и ципандинской свит соответственно с удерейской (включая горбилокскую), погорюйской, карточки, аладьинской и красногорской плюс джурской свитами подтверждается наличием в названных свитах Учуро-Майского района строматолитов среднего комплекса и последними определениями абсолютного возраста (глаукониты из основания эннинской свиты — 1195 млн. лет, глауконит из средней части погорюйской свиты — 1140 млн. лет).

Стратиграфически ниже в Учуро-Майском районе (Нужнов и Ярмолюк, 1959) залегают отложения учурской серии, по стратиграфическому положению и составу близкие к тейской серии Енисейского кряжа. В обеих свитах учурской серии, по данным С. В. Нужнова (Нужнов, 1960; Келлер и др., 1960), содержатся представители групп *Kussiella* Kryl. и *Conophyton* Masl., т. е. строматолиты, типичные и для нижней, бурзянской серии (саткинская и бакальская свиты) Уральского рифея. Не противоречат сопоставлениям учурской и бурзянской серий и данные абсолютного возраста. Глауконит из основания учурской серии (гонамская свита) в среднем дал возраст 1500 млн. лет, а возраст Бердяушского плутона, прорывающего отложения саткинской свиты бурзянской серии по слюде — 140 млн. лет. Таким образом, граница нижнего и среднего рифея в Учуро-Майском районе может быть проведена по границе учурской и майской серий. Учитывая сделанные выше сопоставления рифейских отложений этого района и Енисейского кряжа, границу нижнего и среднего рифея в пределах последнего можно наметить по границе тейской и сухопитской серий. Тейская серия, таким образом, в какой-то мере соответствует нижнему рифею Башкирского антиклинория (бурзянской серии), а не относится к дорифейским (досинийским) отложениям, как считалось ранее.

Нижняя граница рифея на Енисейском кряже не ясна в связи с неопределенностью нижней границы тейской серии, а верхняя граница рифея носит условный характер. Дело в том, что древнейшие фаунистически охарактеризованные отложения в рассматриваемых разрезах принадле-

жат к сравнительно высоким горизонтам нижнего кембрия и отделяются от описанных заведомо рифейских отложений толщей терригенных пород, которая согласно подстилает слои с фауной, несогласно лежит на ослянской серии и содержит лишь единичных брахиопод и птеропод (упомянутый выше чингасанский комплекс принадлежит этой толще). Одни исследователи ту или иную часть этой толщи относят еще к рифею, другие, в том числе и автор настоящей работы, всю ее целиком условно включают в нижний кембрий.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеозойские отложения на Енисейском кряже доказаны палеонтологически. Среди них наиболее широко распространены нижне-кембрийские образования, представленные мощной серией терригенных и карбонатных пород, в которых на разных стратиграфических уровнях содержатся остатки трилобитов, брахиопод и птеропод.

Более молодые палеозойские отложения в пределах собственно Енисейского кряжа почти не сохранились и пользуются широким распространением к востоку и юго-востоку от него. Они представлены мощной толщей морских и континентальных отложений, в которой по органическим остаткам устанавливается наличие среднего и верхнего кембрия, ордовика, силура, девона, карбона и перми.

КЕМБРИЙ

Кембрийские отложения на Енисейском кряже выделялись по сопоставлению со смежными районами, начиная с конца прошлого века, но доказаны они были лишь в 1938 г., когда А. А. Предтеченский по реке Тасеевой нашел в них остатки трилобитов.

В последующие годы, благодаря новым находкам фауны, сделанным А. Г. Вологдиным, В. Н. Григорьевым, Н. С. Зайцевым, Г. И. Кириченко, Л. Н. Репиной, А. К. Рублевым, М. А. Семихатовым, Б. А. Фуксом, М. А. Цахновским и другими, на Енисейском кряже и в смежных районах было доказано наличие отложений всех трех отделов кембрия, выявлено чрезвычайно широкое развитие нижнего из них и получены надежные реперы для сопоставления его разрезов. Средний кембрий доказан лишь к востоку от Енисейского кряжа. Возможно, что на восточной окраине последнего он местами сохранился от предверхнекембрийского размыва. Верхний кембрий широко развит по северной и восточной окраинам Енисейского кряжа.

В настоящее время нижнекембрийские отложения описываемого района, как и по всей Сибири, подразделяются на два яруса — алданский и ленский. Нижний из них на Енисейском кряже выделяется условно по стратиграфическому положению, а верхний доказан палеонтологически, и в нем в некоторых разрезах по фауне выделяются аналоги ряда горизонтов.

Нижний кембрий в описываемом районе распространен в двух пространственно разобщенных районах — на юго-восточной периферии кряжа и в его северной части. Вскрытые здесь отложения, как мы увидим, существенно отличаются друг от друга. Поэтому в каждом из этих районов они расчленяются на особые свиты и описание их приводится раздельно. К этому же нас побуждает то, что в ряде случаев детальность расчленения нижнего кембрия в рассматриваемых районах различна, а в северной части кряжа из-за существенных фациальных изменений для нижней части алданского яруса приходится в разных участках в свою очередь вводить разное расчленение. Чтобы облегчить читателю ознакомление с фактическим материалом, приведем схему корреляции

стратиграфических подразделений нижнего кембрия юго-восточной и северной частей Енисейского кряжа (табл. 4).

Таблица 4

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Юго-восток Енисейского кряжа	Север Енисейского кряжа	
					восточный склон	западный склон
Кембрийская	Нижний	Ленский	Еланский			
			Кетеменский	Агалевская свита	Лебяжинская свита	
			Олекминский			
			Толбочанский	Климинская свита		
			Синский			
		Алданский		Шалыгинская свита	Немчанская свита	Немчанская свита
				Алешинская свита	Чividинская свита	Вороговская свита
				Ковальская свита	Лопатинская свита	

Нижний кембрий юго-восточной части Енисейского кряжа

Нижний кембрий в рассматриваемом районе распространен довольно широко. Его выходы обрамляют область распространения докембрия с востока и юго-востока и в виде полосы изменчивой ширины прослеживаются от междуречья Каменки и Иркинеевой к юго-западу, почти до р. Кан (фиг. 12).

Алданский ярус

Отложения алданского яруса обрамляют с севера, востока и юга рифей, обнажающийся в ядре Иркинеевского выступа Енисейского кряжа, протягиваются вдоль Ангары (главным образом по ее левобережью) к р. Кокуй и далее, пересекая Ангаро-Тасеевский водораздел, прослеживаются к устью Усолки. Отсюда они почти непрерывной полосой тянутся вдоль восточной окраины Южно-Енисейского кряжа к р. Курыш, на правобережье которого скрываются под покровом более молодых отложений. Вне указанной основной полосы своего развития рассматриваемые отложения обнажаются на крыльях Южно-Енисейской синклинали в верховьях рек Удоронги и Удерея (фиг. 12). К северу от Иркинеевского выступа, в междуречье Нижней Тери и Каменки, алданский ярус срезан региональным разломом, по которому приведены в соприкосновение рифей и верхний кембрий.

На указанной территории алданский ярус представлен в общем весьма монотонной толщей преимущественно красноцветных песчаников, алевролитов, реже конгломератов и аргиллитов. В ее средней части залегает свита зеленовато-серых и серых песчаников и аргиллитов, которая играет роль маркирующего горизонта. Это обстоятельство позволило автору (Семихатов, 1957, 1959$_1$) расчленить алданский ярус Нижнего Приангарья на три свиты, подтвердив тем самым на большой территории схему

расчленения этих отложений, предложенную А. А. Предтеченским в 1938 г. для района устья Усолки. Выделенные нами свиты, названные ковальской, алешинской, шалыгинской, в настоящее время широко вошли в практику, хотя многие геологи именуют их по-разному.

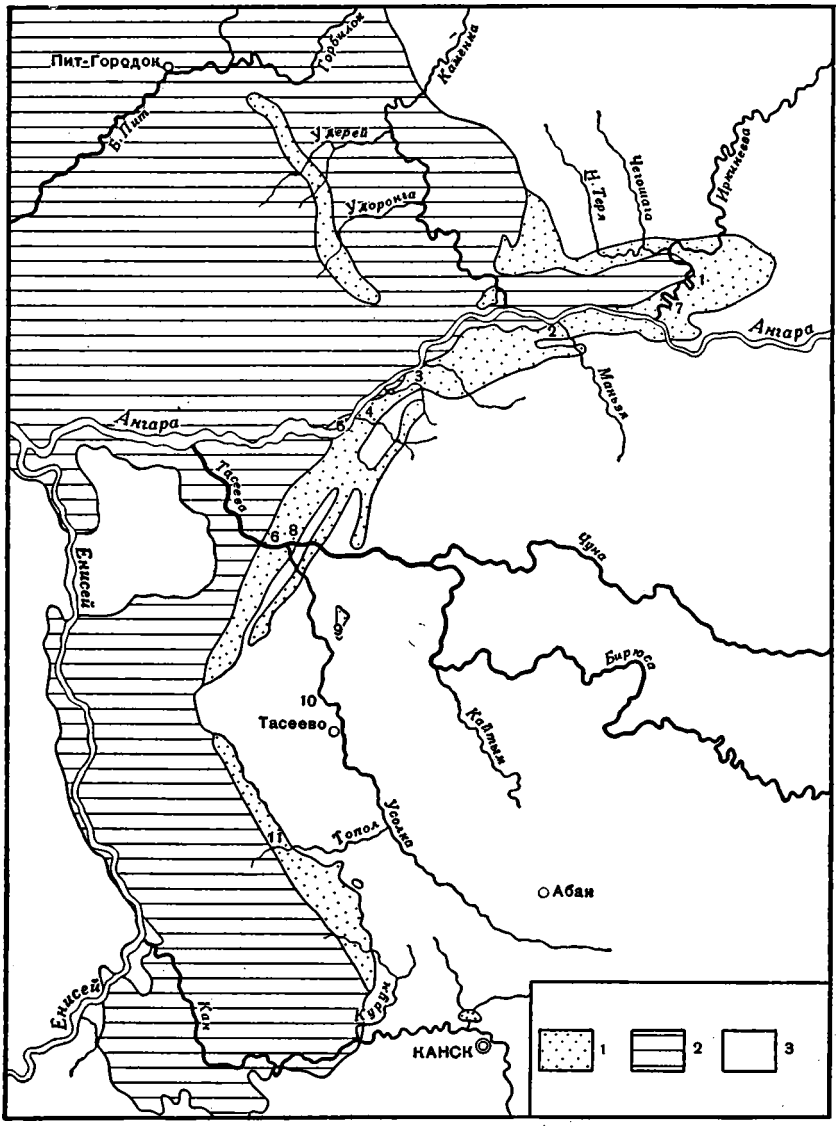
Ковальская свита

Ковальская свита представлена вишнево-красными песчаниками, алевролитами и подчиненными им конгломератами и аргиллитами. Эталоном свиты служит разрез по левому берегу Ангары у о-ва Коваль, в 1 *км* ниже устья Маньзи. На подстилающих отложениях свита залегает с глубоким размывом и угловым несогласием. Непосредственный контакт ее с подстилающими отложениями наблюдается лишь в двух местах: в бичевнике Ангары, в 1 *км* ниже устья Маньзи, и на крайнем юге района, по р. Курыш. В первом из названных пунктов, при низком уровне воды в Ангаре, видно, как на массивные или неяснослоистые доломиты джурской свиты, падающие по азимуту 200° ЮЗ под углом 20°, по неровной резкой границе налегают вишнево-красные алевролиты, которые падают по азимуту 225° ЮЗ под углом 15°. Поверхность доломитов неровная, с карманами глубиной в несколько сантиметров, выполненными охряно-желтой и серой глинисто-мергелистой массой. Выше залегает прослой известковистого аргиллита грязно-зеленого цвета, вверх переходящего в вишневые алевролиты. Мощность этого прослоя колеблется от 0 до 4—5 *см* и зависит от рельефа поверхности доломитов. Во втором из упомянутых мест, по р. Курыш, песчаники ковальской свиты налегают непосредственно на таракские граниты.

На всей остальной территории контакт кембрийских и подстилающих их пород не вскрыт, и несогласие между ними выявляется при геологическом картировании. Особенно хорошо это видно в пределах Иркинеевской антиклинали, где подошва ковальской свиты в плане почти под прямым углом сечет границы различных рифейских свит. По р. Иркинеевой кембрий залегает на низких горизонтах рифея (от погорюйской свиты до джурской), а западнее трансгрессивно переходит на все более молодые докембрийские свиты, вплоть до дашкинской на крыльях Южно-Енисейской синклинали (см. фиг. 39). В среднем течении Тасеевой ковальская свита залегает на тунгусинской серии, а южнее — на кристаллических породах и гранитах архея.

На востоке района, по р. Иркинеевой, ковальская свита представлена грязно-желтыми, бурыми и вишнево-красными мелко- и среднезернистыми песчаниками, обычно толстослоистыми или массивными, с редкими прослойками алевролитов. В породах часто наблюдаются волноприбойные знаки и грубая косая слоистость. Песчаники, особенно в нижних горизонтах, нередко обогащены полуокатанными гальками кварца и кварцитов (0,5—2 *см*), которые обычно рассеяны в породе, но в отдельных линзах бывают тесно сгружены. Под микроскопом видно, что песчаники состоят почти исключительно из полуокатанных и угловатых зерен кварца, которым резко подчинены зерна полевых шпатов и обломки кварцитов, кварцево-серицитовых сланцев, алевролитов, окварцованной карбонатной породы, рудного минерала и листочки мусковита. Цемент кварцево-серицитовый, обогащенный гидроокислами железа, поровый, местами кварцевый регенерационный. Мощность ковальской свиты по р. Иркинеевой 100—120 *м*.

Западнее, по р. Нижняя Тере, количество алевролитов в ковальской свите несколько увеличивается, а по ручью Горелому в нижних ее горизонтах, по данным В. С. Скундина и В. Л. Фишера, появляются частые прослои конгломератов с хорошо окатанной галькой кварца и кварцитов.



Фиг. 12. Схематическая обзорная карта южной части Енисейского кряжа. Области выходов на поверхность:

1 — нижнего кембрия; *2* — докембрия; *3* — послеиижнекембрийских отложений. Цифры на карте отвечают номерам разрезов на фиг. 13 и 17

Полный разрез ковальской свиты наблюдается по левому берегу Ангары против о-ва Коваль, в 1 *км* ниже устья Маньзи. Здесь на доломитах джурской свиты с угловым несогласием залегают (снизу вверх):

1. Алевролиты вишнево-красные и буро-красные, глинистые, слюдистые, рыхлые, с неясно обособленными тонкими прослоями аргиллитов, а в верхней части и песчаников. Мощность 50 *м*.

2. Песчаники вишнево-красные, аналогичные описанным по р. Иркинеевой, с плоскими галечками аргиллитов и алевролитов, в верхней части с 5-метровым прослоем таких же, как и ниже, алевролитов. Мощность 40 *м*.

3. Вишнево-красные алевролиты, аналогичные описанным в слое 1, с редкими тонкими прослоями песчаников. Мощность 30—35 *м*.

4. Песчаники вишнево-красные, среднезернистые, преимущественно кварцевые, неравномерно обогащенные гравийным кварцевым материалом. Мощность 10—12 *м*.

Общая мощность ковальской свиты 130—140 *м*; выше без резких границ залегают породы алешинской свиты.

К западу от о-ва Коваль на значительном протяжении хорошие разрезы ковальской свиты отсутствуют. Лишь по Ангаре, в 6 *км* выше устья Пай можно наблюдать, что свита представлена вишневыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками, в верхней части которых иногда встречается рассеянная плохо окатанная галька кварца размером 2—5 *мм*. Мощность ковальской свиты здесь 130—150 *м*. В отличие от более восточных районов в этом разрезе в сложении песчаников, помимо кварца, существенную роль приобретают обломки кварцитов, кварцево-серицитовых и филлитовидных сланцев.

В пределах Южно-Енисейской синклинали строение ковальской свиты остается близким к рассмотренному. В качестве иллюстрации приведем разрез этой свиты, вскрытый буровой скважиной 54 в верховьях Удоронги. По данным А. К. Рублева, несогласно на породах нижнеангарской свиты залегают (снизу вверх):

1. Конгломераты красно-бурые, с плохо окатанной галькой кварца, гематита и гематитового песчаника размером до 10—12 *см*. Редкие прослои песчаников и алевролитов. Мощность 4,5 *м*.
2. Песчаники вишнево-красные и сиреневые, мелкозернистые, слюдистые, с прослоями сургучных алевролитов, более многочисленными в нижней части. Мощность 40,8 *м*.
3. Переслаивание таких же, как и ниже, песчаников и аргиллитов. Мощность 24,6 *м*.

Общая мощность ковальской свиты 70 *м*. Выше залегают характерные породы алешинской свиты.

Сходный разрез ковальской свиты наблюдается в пределах всей Южно-Енисейской синклинали, и лишь мощность базального пласта конгломератов изменяется от 0 до 25—30 *м*, а мощность всей свиты колеблется в пределах 60—90 *м*.

Аналогичные конгломераты залегают в нижней части ковальской свиты и несколько южнее, у дер. Бык. На смятых в дисгармоничные складки доломитах свиты Серого ключа несогласно залегают (снизу вверх):

1. Песчаники грязно-вишневого цвета, мелкозернистые, сильно слюдистые, тонкослоистые, обогащенные плоской галькой сургучных аргиллитов. Видимая мощность 2 *м*
2. Конгломерат красно-бурый, с плохо окатанной галькой размером от долей сантиметра до 5—6 *см* (чаще 2—3 *см*) гематита, гематитового песчаника и, реже, вишневых алевролитов. Гальки обычно уплощенные, ориентированные параллельно напластованию породы. В верхней части слоя среди конгломератов появляются сперва линзы, а затем прослои неравномернозернистых вишневых песчаников, которые вверх быстро сгущаются. Эти песчаники так же, как породы слоя 1, состоят из плохо окатанных зерен кварца и значительного количества обломков гематита, кварцита, кварцево-серицитовых и кварцево-гематитовых сланцев и листочков мусковита. Размер обломков колеблется от 0,1 до 0,6—0,8 *мм*, но обычно составляет 0,2—0,4 *мм*. Цемент песчаника кварцево-серицитовый, местами железистый, поровый, реже пленочный. Мощность около 10 *см*.
3. Песчаники такие же, как и ниже. Видимая мощность 60—80 *м*.

Хотя контакт описанных пород и доломитов свиты Серого ключа не вскрыт (крайние их выходы отделяются задернованным промежутком 140 *м*), несогласие между ними устанавливается отчетливо и отмечалось рядом исследователей (Кузнецов, 1941_1, 1946; Кириченко, 1958_1; Семихатов, 1957, 1959_1; Ф. Я. Пан и др.). Лишь Л. М. Плотников (1958_2) видел в этом месте пример согласного налегания кембрия на докембрий.

Все названные геологи, кроме Ф. Я. Пана, относили описанные слои к кембрию, а Ф. Я. Пан — к нижнеангарской свите. Однако полное тождество рассматриваемых пород с породами ковальской свиты Южно-Енисейской синклинали, которые залегают несогласно не только из нижнеангарской, но и на дашкинской свите, не позволяет согласиться с мнением Ф. Я. Пана.

К западу от описанных разрезов кембрий отделен от докембрия разломами, поэтому сколько-нибудь полные разрезы ковальской свиты отсутствуют. Хороший ее разрез вскрывается к югу от Ангары, по р. Тасеевой, ниже устья Усолки.

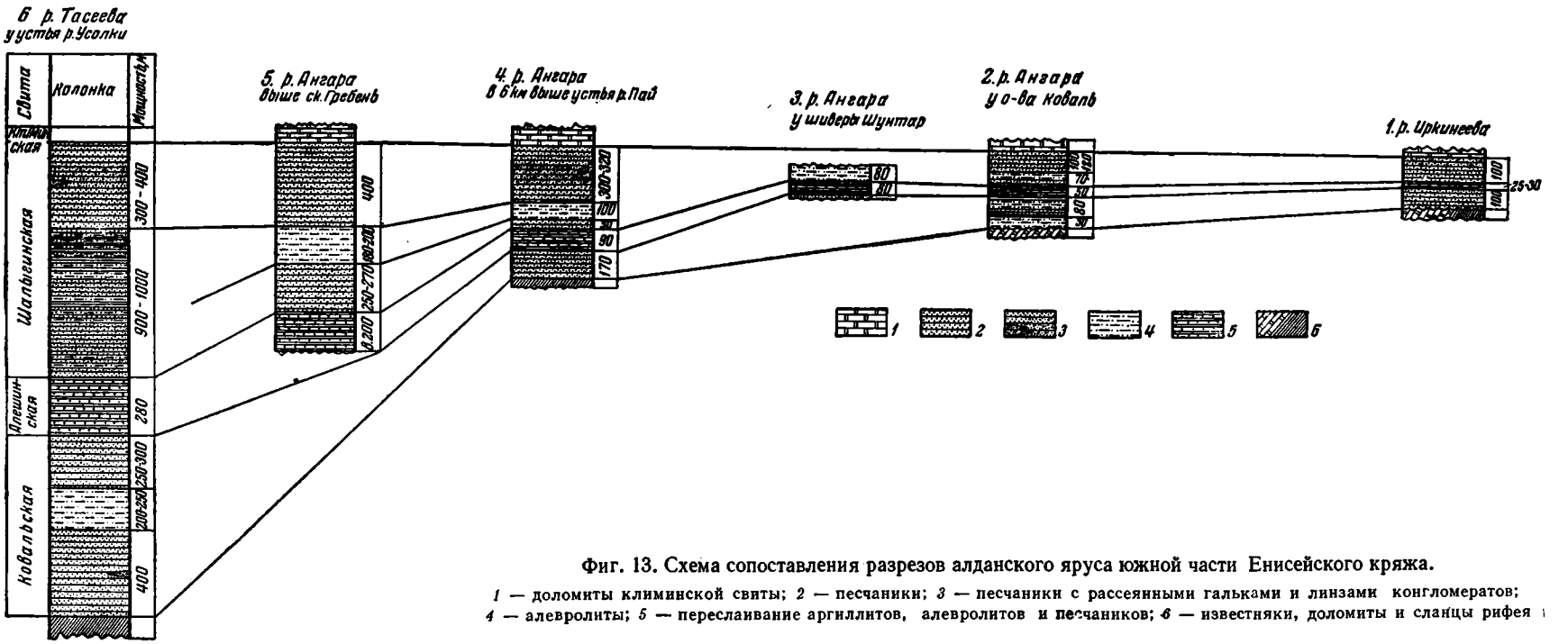
Как уже упоминалось выше, структуру этого участка различные исследователи трактовали по-разному. А. А. Предтеченский считал, что здесь в единой моноклинали с крутыми падениями на запад залегают две свиты красноцветных песчаников и разделяющая их свита зелено-серых песчаников и сланцев; И. Н. Сулимов и Г. П. Сингаевский полагали, что обе красноцветные свиты одновозрастны и выходят на крыльях антиклинали, в ядре которой залегают зелено-серые песчаники; Б. А. Фукс и М. А. Жарков пришли к выводу, что отложения верхней красноцветной свиты А. А. Предтеченского залегают в ядре синклинали, на обоих крыльях которой выходят зелено-серые песчаники и сланцы, а нижняя красноцветная свита А. А. Предтеченского залегает в грабене и отвечает верхней части его верхней красноцветной свиты. М. А. Семихатов (1957, 1959_1) в общем подтвердил точку зрения А. А. Предтеченского на структуру кембрийских толщ по р. Тасеевой ниже устья Усолки и описал здесь две красноцветные свиты (ковальскую и шалыгинскую) и разделяющую их сероцветную (алешинскую) свиту, отвечающие одноименным свитам, выделенным им по Ангаре. Позднее А. В. Благодатский при проведении геологической съемки также пришел к выводу о моноклинальном залегании рассматриваемых толщ и установил, что в пределах этой моноклинали породы запрокинуты на восток. Вывод о запрокинутом залегании А. В. Благодатский обосновывал анализом мелкой ритмичности и положения поверхностей размыва в песчаниках, а также тем, что непосредственно южнее те же толщи в той же полосе выходов вместе с лежащими выше породами ленского яруса образуют довольно простую структуру и падают на восток.

Проведенное нами при повторном посещении тасеевского разреза изучение косой слоистости песчаников подтверждает, что отложения алданского яруса здесь круто (50—70°) запрокинуты на восток. Недоучет этого явления привел к тому, что большинство предыдущих исследователей отложения ковальской свиты по р. Тасеевой ошибочно относили к более высоким горизонтам разреза. В частности, М. А. Семихатов (1957, 1959_1) относил их к шалыгинской свите.

В составе ковальской свиты по р. Тасеевой могут быть выделены три пачки. Нижняя из них, мощностью около 400 *м*, сложена вишнево- и малиново-красными крупнозернистыми косослоистыми песчаниками, которые содержат гальки разнообразных кварцитов и, реже, кварца и иногда гематита. Гальки хорошо окатаны, размер их обычно 2—5 *см*, но некоторые достигают 10—12 *см*. Они то рассеяны в породе, то концентрируются в отдельные линзы в 0,5—1,0 *м* мощности, которые располагаются в разрезе на нескольких уровнях. Нижняя граница таких линз обычно четкая, иногда несущая признаки размыва; вверх гонгломераты постепенно переходят в песчаники. Цемент конгломерата не отличим по составу от вмещающих песчаников. Среди описанных пород, у их подошвы, залегает несколько пластов серых кварцитовидных, преимущественно кварцевых песчаников. Средняя пачка ковальской свиты представлена вишнево-красными тонкослоистыми алевролитами с редкими пластами в 0,5—1,0 *м* таких же, как и ниже, песчаников. Мощность ее 200—250 *м*.

Верхняя пачка свиты мощностью 250—300 *м* сложена вишнево- и кирпично-красными мелкозернистыми песчаниками, бóльшая часть которых обладает косой или волнистой слоистостью. На поверхностях напластования пород наблюдаются знаки ряби.

Песчаники и алевролиты ковальской свиты по р. Тасеевой сложены главным образом хорошо окатанными зернами кварца и обломками



Фиг. 13. Схема сопоставления разрезов алданского яруса южной части Енисейского кряжа.

1 — доломиты климинской свиты; *2* — песчаники; *3* — песчаники с рассеянными гальками и линзами конгломератов; *4* — алевролиты; *5* — переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников; *6* — известняки, доломиты и сланцы рифея

пород — микрокварцитов, кварцево-серицитовых и, реже, гематитово-кварцево-серицитовых сланцев.

Общая мощность свиты в приведенном разрезе около 1000 *м*; на ней с постепенным перерывом залегает алешинская свита.

В более южных районах Южно-Енисейского кряжа аналоги ковальской свиты выделены только в последние годы в ходе геологосъемочных работ (А. В. Благодатский, Ю. И. Парфенов). Строение свиты здесь остается очень близким к описанному по р. Тасеевой, а мощность ее возрастает до 1200—1500 *м*.

Таким образом, ковальская свита на всей рассматриваемой территории представлена красноцветными песчаниками и фациально с ними связанными алевролитами и иногда конгломератами. Мощность свиты быстро возрастает с востока на запад — от 100—150 до 800—900 *м* и более (фиг. 13).

Одновременно с этим преимущественно кварцевые песчаники переходят в полимиктовые, в сложении которых существенная роль принадлежит обломкам подстилающих пород.

Алешинская свита

Алешинская свита по характерному набору пород, типу их чередования и окраске хорошо отличается от литологически сходных ковальской и шалыгинской свит и при расчленении алданского яруса Нижнего Приангарья играет роль маркирующего горизонта. Сложена свита ритмично чередующимися песчаниками и аргиллитами серых и зеленовато-серых тонов. Эталоном ее является разрез по правому берегу Тасеевой, в 5 *км* ниже устья Усолки, в основании хр. Алешинского (Семихатов, 1957, 1959).

На отложениях ковальской свиты алешинская свита залегает согласно; в ряде разрезов (по Ангаре, в 2,5 *км* ниже устья Маньзи, у скалы Гребень, по р. Тасеевой, в 5 *км* ниже устья Усолки) между ними наблюдались постепенные переходы.

На востоке, по р. Иркинеевой свита представлена 25—30-метровой толщей чередования песчаников, аргиллитов, а иногда и доломитов. Песчаники алешинской свиты светло-серые и грязно-красные, главным образом мелкозернистые, всегда в той или иной степени карбонатные. Они образуют среди аргиллитов прослои в 10—30 *см* (иногда до 40 *см*), внутри которых по тонким (в доли миллиметра) прерывистым глинистым примазкам делятся на неровные слои и плитки. В сложении песчаников преобладают плохо окатанные зерна кварца, реже встречаются полевые шпаты (кислый плагиоклаз и микроклин), обломки микрокварца, листочки мусковита, биотита. Характерна плохая сортировка частиц, размер их колеблется от 0,1 до 0,5—0,6 *мм* (обычно 0,2 *мм*). Цемент породы глинисто-карбонатный с хлоритом, базальный, в значительной мере замещенный кварцем. Иногда в цементе встречается рассеянный гематит. Аргиллиты образуют среди песчаников прослои в 20—40 *см*. Они обычно окрашены в зеленовато-серые тона, но нередко в них появляется и вишнево-красная окраска, приуроченная к отдельным прослоям или пятнам. Аргиллиты тонкослоистые, сильно слюдистые, песчанистые, местами с тонкими (в доли сантиметра) линзочками глинистого алевролита или песчаника.

В толще описанного переслаивания иногда залегают тонкие прослои серых песчанистых доломитов. У пос. Чугумей в песчаниках наблюдаются редкие линзы гематитового песчаника мощностью в 5—7 *мм*.

К западу от р. Иркинеевой, по левому берегу Ангары, в 1,5 *км* ниже устья Маньзи, на красноцветных песчаниках ковальской свиты, связываясь с ними постепенными переходами, залегают (снизу вверх):

1. Песчаники зеленовато-серые, полимиктовые, мелкозернистые, иногда с примесью гравийных кварцевых зерен, известковистые, тонкослоистые, с прослоями в 10—15 *см* темно-серых тонкослоистых аргиллитов и алевролитов, более многочисленными в верхней части пачки. В верхних 6 *м* — тонкие прослои глинистых доломитизированных известняков. Мощность 30 *м*.

2. Чередование песчаников, аналогичных описанным, образующих прослои в 25—30 *см*, и пакетов в 0,5—1,0 *м* ритмичного, очень частого чередования таких же песчаников с темно-серыми аргиллитами и иногда с песчанистыми известняками. Мощность 20—25 *м*.

Общая мощность алешинской свиты 50—55 *м*, выше залегают вишневые аргиллиты шалыгинской свиты.

Ниже по Ангаре, судя по разрезу у шиверы Шунтар, а также по отдельным выходам в бичевнике Ангары, в 6 *км* выше устья Пай, и по многочисленным высыпкам на островерхом хребте, служащем водоразделом этих рек, строение алешинской свиты остается близким к описанному, а мощности ее возрастают (см. фиг. 13). Точно так же сохраняется общий характер разреза свиты и на правобережье Ангары в пределах Южно-Енисейской синклинали. На р. Удоронге в буровой скважине № 54, по данным А. К. Рублева, на красноцветных песчаниках ковальской свиты залегают:

1. Аргиллиты темно-серые, тонкослоистые, слюдистые. Мощность 10,6 *м*.

2. Переслаивание серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников с сиреневыми внизу и серыми вверху слюдистыми аргиллитами. В средней части трехметровый прослой глинистых известняков. Мощность 26,1 *м*.

3. Переслаивание темно-серых слюдистых алевролитов и светло-серых мелкозернистых песчаников. Мощность 15,7 *м*.

4. Аргиллиты пестрые, тонкослоистые, слюдистые, с прослоями темно-серых песчаников. Мощность 15,7 *м*.

Общая мощность алешинской свиты 66 *м*. Выше залегают буро-красные песчаники шалыгинской свиты.

Прекрасный разрез верхней части алешинской свиты вскрывается по правому берегу Ангары у скалы Гребень. Среди типичного для свиты переслаивания зеленовато-серых и серых мелкозернистых полимиктовых песчаников и песчанистых аргиллитов здесь у кровли свиты встречаются прослои вишневых аргиллитов, а ниже — прослои мощностью 50—80 *см* серых известняков. По внешнему виду и минералогическому составу эти песчаники и аргиллиты аналогичны одноименным породам, описанным в более восточных разрезах. Видимая мощность алешинской свиты у скалы Гребень около 200 *м*.

Эталонный разрез свиты, как уже говорилось, расположен по р. Тасеевой в основании хр. Алешинский. Этот разрез детально с применением горных выработок в 1938 г. изучил А. А. Предтеченский, по материалам которого в значительной мере и составлено нижеследующее описание.

На вишневых песчаниках и алевролитах ковальской свиты с постепенными переходами здесь залегают (снизу вверх):

1. Ритмичное чередование песчаников зеленовато-серых, иногда сиреневых, мелко- и среднезернистых, полимиктовых, известковистых и аргиллитов темно-серых, зеленовато-серых, тонкослоистых, с большим количеством слюды на поверхностях напластования. Песчаники образуют монолитные пласты от 1—1,5 до 10 *м*; аргиллиты дают прослои в 2—10 *м*, внутри которых в свою очередь нередко наблюдаются тонкие прослои песчаников. Песчаники слагаются полуокатанными зернами кварца и подчиненными ему зернами плагиоклаза (нередко целиком серицитизированного), листочками слюд и обломками микрокварцитов размером от 0,1 до 0,7 *мм*. Цемент глинисто-карбонатный с хлоритом, базальный, реже поровый. Мощность 160—170 *м*.

2. Аргиллиты, такие же, как и ниже, часто чередующиеся с тонкими (3—20 *см*) прослойками и линзами серого и зеленовато-серого песчаника, аналогичного описанному. В нижней части пласты в 0,7—1,5 *м* зеленовато-серых и красно-бурых мелкозернистых полимиктовых песчаников, обычно обладающих грубой косой слоистостью, а у кровли — прослои до 1 *м* светло-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников. Редкие прослойки темно-серого доломита. Мощность 100—120 *м*.

Общая мощность алешинской свиты 260—280 *м;* выше с постепенным переходом залегают вишневые песчаники шалыгинской свиты.

В центральной и южной частях Южно-Енисейского кряжа, по данным А. В. Благодатского и Ю. И. Парфенова, рассматриваемые отложения существенно не меняются по составу, но мощность их достигает 1000 *м*.

Сравнение приведенных разрезов алешинской свиты показывает, что свита на всей рассмотренной территории построена в общем однообразно. Мощность ее увеличивается с востока на запад от 25—30 *м* по р. Иркинеевой до 260—280 *м* по р. Тасеевой и до 1000 *м* — в центральной и южной частях Южно-Енисейского кряжа (см. фиг. 13).

В заключение необходимо остановиться на соотношении алешинской и маньзинской свит М. Н. Благовещенской (1958), которая помещается ею в середину алданского яруса Нижнего Приангарья. К этой свите отнесены все отложения алданского яруса, вскрытые по левому берегу Ангары, ниже устья Маньзи. Нижняя их часть, как мы видели, отвечает ковальской свите, средняя — алешинской, а верхняя — шалыгинской. На те же три свиты разделены нами отложения свиты Точильной горы на р. Иркинеевой, которую М. Н. Благовещенская помещает выше маньзинской свиты. Таким образом, последняя является фациальным аналогом первой, и обе эти свиты обнимают собою все отложения алданского яруса района Иркинеево — Маньзи.

Шалыгинская свита

Эта свита, венчающая собою разрез алданского яруса описываемого района, представлена вишнево-красными песчаниками и подчиненными им алевролитами и иногда конгломератами, близкими к одноименным породам ковальской свиты. Эталонный разрез свиты расположен на правом берегу Ангары выше скалы Гребень против о-ва Шалыга (Семихатов, 1957, 1959$_1$).

Шалыгинская свита залегает на алешинской согласно; по Ангаре, в 3 *км* ниже устья Маньзи и против о-ва Шалыга, а также по р. Тасеевой ниже устья Усолки между ними наблюдались постепенные переходы.

В бассейне Иркинеевой свита представлена вишнево- и малиново-красными крупно- и среднезернистыми песчаниками, толстослоистыми или массивными, обычно косослоистыми. В песчаниках наблюдаются рассеянные гальки кварца и кварцитов размером в 0,5—2 *см* и реже (главным образом в верхней части) отдельные неясно обособленные линзы конгломератов того же состава. В верхних 15—20 *м* свиты среди песчаников появляются прослои вишнево-красных алевролитов и вишневых и серых доломитов, которые подчеркивают постепенный переход к лежащим выше карбонатным отложениям климинской свиты. Мощность шалыгинской свиты по р. Иркинеевой 100—130 *м*.

Минералогический состав шалыгинских песчаников близок к составу песчаников ковальской свиты. Постоянными их компонентами являются плохо окатанные зерна кварца размером от 0,2 до 1,0 *мм* (обычно 0,3—0,5 *мм*) и реже зерна полевого шпата, микрокварцитов, листочки слюд, обломки кварцево-серицитовых и филлитовидных сланцев. Цемент карбонатный и глинисто-карбонатный, с большим количеством гидроокислов железа, обычно в той или иной степени замещенный кварцем.

К западу от р. Иркинеевой, по Ангаре, ниже устья Маньзи, основную часть разреза свиты слагают песчаники, аналогичные только что описанным. Лишь в основании их обособляется пачка, мощностью до 70 *м* вишнево-красных (иногда с зеленовато-серыми полосами) глинистых слюдистых алевролитов. В них наблюдаются редкие прослои серых песчаников в нижней части и глинистых доломитов — в верхней. Общая мощность шалыгинской свиты в этом разрезе 180—200 *м*. Сходные ее разрезы

наблюдаются на правобережье Ангары, в пределах Южно-Енисейской синклинали. Мощность свиты здесь колеблется от 200—220 *м* на восточном крыле синклинали до 250—260 *м* — на западном.

Далее к западу нижняя часть песчано-алевритовой пачки шалыгинской свиты замещается песчаниками, и свита получает трехчленное деление — две пачки внешне не отличимых друг от друга песчаников и разделяющая их пачка алевролитов. В том же направлении увеличивается мощность шалыгинской свиты (см. фиг. 13). В междуречье Пая и Аладьиной в песчаниках верхней пачки свиты наблюдаются рассеянные плоские гальки (размером в 2—3 *см*) кварца и различных кварцитов. К юго-западу от рассмотренного района, в междуречье Пая и Кокуя, количество галек в верхней пачке шалыгинской свиты растет, и от верховьев ручья Тузиков, вплоть до р. Кокуй среди поля развития песчаников этой пачки на протяжении 7—8 *км* картируется полоса конгломератов. Гальки их размером от 1—2 до 8—10 *см* (иногда до 15 *см*) в большинстве своем хорошо окатаны и представлены почти исключительно кварцитами и кварцитовидными песчаниками. Лишь в редких случаях встречается галька в 2—4 *см* жильного кварца, вишнево-красных алевролитов и серых и желтовато-серых доломитов. Мощность рассматриваемой пачки в районе пос. Листвяжного, по-видимому, достигает 70—80 *м*. Конгломераты не образуют в ней единого пласта и разобщены прослоями вишнево-красных и бурых разнозернистых песчаников. В долине р. Кокуй конгломераты в составе описываемых отложений отсутствуют, и в верхней части шалыгинской свиты наблюдаются лишь рассеянные гальки кварца и кварцитов.

Лучший разрез шалыгинской свиты, служащий ее стратотипом, вскрывается по правому берегу Ангары против о-ва Шалыга (выше скалы Гребень). На породах алешинской свиты, связываясь с ними постепенными переходами, залегают (снизу вверх):

1. Песчаники вишнево-красные мелкозернистые, с тонкими частыми прослойками алевролитов и редкими прослоями в 30—40 *см* более грубых песчаников. Мощность 150—170 *м*.

2. Песчаники вишнево- и малиново-красные мелкозернистые, тонкослоистые, в верхней части с прослоями вишнево-красных алевролитов, нередко с волноприбойными знаками на поверхностях напластований. В сложении песчаников преобладают плохо окатанные зерна кварца размером 0,1—0,25 *мм*, наряду с которыми встречаются единичные зерна полевых шпатов, микрокварцита, кварцево-серицитовых сланцев и листочки мусковита. Цемент кварцевый, регенерационный, неравномерно обогащенный гидроокислами железа. Мощность 100 *м*.

3. Алевролиты интенсивного вишнево-красного цвета доломитистые, с обильным серицитом на поверхностях напластований, с редкими неясно обособленными прослоями в 0,5—1,0 *м* таких же, как и ниже, песчаников. Мощность 200 *м*.

4. Песчаники вишнево-красные мелко- и среднезернистые, косослоистые, внизу тонкослоистые, с прослоями тонкополосчатых песчаников, выше толстослоистые и массивные. В породах содержатся рассеянные уплощенные галечки вишнево-красных алевролитов, а в средней части — и полуокатанные гальки в 2—5 *мм* кварца, которые обычно приурочены к верхним 3—5 *см* каждого слоя песчаника. Под микроскопом эти песчаники не отличимы от песчаников слоя 2. Мощность 380—400 *м*.

Общая мощность шалыгинской свиты 800—850 *м*. На нее согласно налегают доломиты климинской свиты.

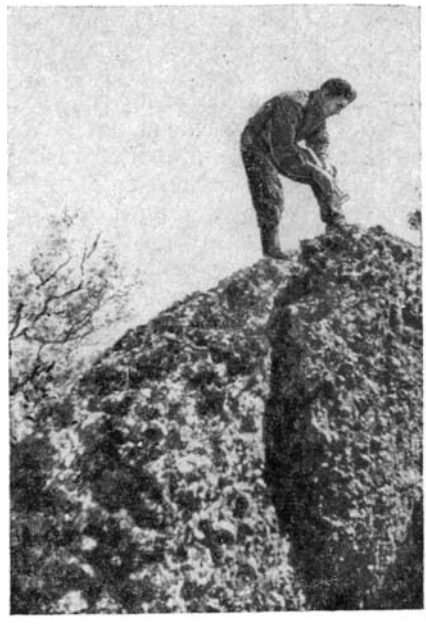
Южнее, по р. Тасеевой, шалыгинская свита обнажена значительно хуже, чем по Ангаре. Судя по отдельным выходам в бичевнике р. Тасеевой, свита здесь может быть разделена на две толщи. В нижней толще, мощностью около 900—1000 *м*, преобладают кирпично- и вишнево-красные тонкозернистые песчаники и алевролиты. Среди них, главным образом в нижней части, содержатся отдельные прослои более грубых песчаников. Верхняя толща шалыгинской свиты сложена вишнево-красными мелко- и среднезернистыми, обычно косослоистыми песчаниками, с редкими рассеянными гальками кварцитов и кварца. Мощность ее 300—

400 *м*. Под микроскопом песчаники и алевролиты шалыгинской свиты р. Тасеевой не отличимы от одноименных пород эталонного разреза.

Таким образом, общая мощность шалыгинской свиты по р. Тасеевой — 1200—1400 *м*. На ней согласно залегают доломиты климинской свиты.

Как видно из приведенного описания, только что рассмотренный разрез шалыгинской свиты хорошо увязывается с ее разрезом по Ангаре у о-ва Шалыга (см. рис. 13).

К югу и юго-западу от описанного разреза, в Южно-Енисейском кряже, строение шалыгинской свиты в общем остается близким к описанному, но количество галек среди песчаников ее верхней толщи увеличивается.



Фиг. 14. Выходы конгломератов шалыгинской свиты на горе Камушек

Обычно они рассеяны в породе и лишь местами собираются в неясно обособленные пласты и линзы мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Упомянутые пласты и линзы местами сгущаются и образуют довольно выдержанную пачку, в которой песчаники залегают лишь в виде подчиненных прослоев и линз. Эти конгломераты широко известны в литературе (Хоментовский, 1938; Мордовский, 1956; Семихатов, 1957, 1959; Жарков, 1960 и др.). Лучшие их выходы наблюдаются в правом склоне долины р. Средний Топол, на горе Камешек (фиг. 14).

Здесь обнажаются конгломераты красно-бурые, плохо отсортированные, с хорошо окатанными гальками размером от 1 до 12 *см* (обычно 2—5 *см*). В сложении галек преобладают серые кварциты, кварцитовидные песчаники и молочно-белый кварц. В резко подчиненном количестве встречаются гальки песчаников, аналогичных вмещающим. Цементом конгломерату служат красно-бурые разнозернистые песчаники, аналогичные описанным выше. Конгломераты образуют пачку в 40—50 *м* мощности, но внутри нее не залегают в виде единого пласта, а разделены линзами и прослоями вишнево-красных песчаников. Соотношение конгломератов и песчаников в этой пачке, как это хорошо видно на горе Камешек, от места к месту быстро меняется. От горы Камешек она по высыпкам и элювию прослеживается к юго-востоку к сел. Межтопольчик и к северо-западу, к р. Колон.

По внешнему виду, условиям залегания, составу и стратиграфическому положению конгломераты горы Камешек аналогичны конгломератам, описанным выше в составе шалыгинской свиты в верховьях ручья Тузиков. Весь приведенный фактический материал подкрепляет вывод А. С. Хоментовского (1938), М. А. Жаркова и Л. Д. Комарова о внутриформационном характере этих конгломератов и не позволяет согласиться с мнением В. Т. Мордовского (1956), рассматривающего их как базальные образования, маркирующие собою границу крупного размыва.

На описанную конгломерато-песчаниковую пачку налегает 200—250-метровая пачка желтовато-розовых, реже желтых и вишнево-красных среднезернистых песчаников, обычно обладающих грубой косой слоистостью. Эти отложения А. В. Благодатский картирует как верхнюю

подсвиту мошаковской свиты, а М. А. Жарков (1960 и др.) выделяет в тасеевскую свиту, которую сопоставляет с усть-тагульской свитой северо-западного Присаянья. Общая мощность шалыгинской свиты в Южно-Енисейском кряже достигает 1,5—2 *м*.

Стратиграфически выше, в окрестностях оз. Улюколь и по р. Средней Топол, залегают палеонтологически охарактеризованные карбонатные породы климинской свиты. Непосредственного контакта их с шалыгинской свитой не наблюдается. По мнению ряда геологов, они разделяются разломом.

Близкий состав имеет верхняя часть шалыгинской свиты и на крайнем юго-западе описываемого района — в окрестностях г. Канска, где она вскрыта буровыми скважинами. Описание их, данное в 1938 г. И. Н. Стрижевым, с небольшими сокращениями привел М. А. Жарков (1960). Стратиграфически выше, в окрестностях г. Канска, залегает терригенно-карбонатная толща, относимая нами к нижней части климинской свиты, а М. А. Жарковым (1960 и др.) выделяемая в самостоятельную улюкольскую свиту.

Сравнение приведенных разрезов шалыгинской свиты (см. рис. 13) показывает, что на всей описанной территории свита построена в общем однообразно, а мощность ее увеличивается с востока на запад от 100—130 *м* на р. Иркенеевой до 800—850 *м* у скалы Гребень и по р. Тасеевой и 1500—2000 *м* — в Южно-Енисейском кряже. В западных и юго-западных разрезах свиты нижняя ее часть замещается алевролитами, а в песчаниках верхней пачки появляются сперва рассеянные гальки, а затем линзы и более выдержанные пласты внутриформационных конгломератов с галькой докембрийских пород.

Отложения ковальской, алешинской и шалыгинской свит на востоке описанной области, в районе Маньзи — Иркинеевой, где суммарная их мощность не превосходит 350 *м*, всеми исследователями единодушно относились к нижнему кембрию. Действительно, эти отложения залегают несогласно, с глубоким размывом на рифее и слагают нижнюю часть согласно пластующейся серии отложений, верхняя часть которой, по палеонтологическим данным, относится к ленскому ярусу нижнего кембрия.

Относительно возраста тех же отложений в западных разрезах, где их мощность велика, мнения исследователей расходятся. Так, А. С. Хоментовский (1938 и др.) относил их к верхнему кембрию. В 1938 г. А. А. Предтеченским и Б. Г. Коноваловым было доказано, что они подстилают палеонтологически охарактеризованный нижний (по взглядам конца тридцатых годов, средний) кембрий.

Большинство геологов, изучавших эти отложения в Южно-Енисейском кряже в 40—50-х годах, относили их к нижнему кембрию и лишь некоторые из них базальную кварцитовую пачку ковальской свиты считали протерозойской.

Иные взгляды высказал В. Т. Мордовский (1956, 1958). К нижнему кембрию он отнес лишь верхнюю часть красноцветных песчаников Южно-Енисейского кряжа, залегающую выше конгломератов верхней пачки шалыгинской свиты и сопоставил ее со всем разрезом алданского яруса юго-восточной части Енисейского кряжа (т. е. с ковальской, алешинской и шалыгинской свитами). Лежащую ниже часть упомянутых песчаников он отнес к верхнему протерозою, описал под названием карагасской и оселочной свит и высказал мысль о том, что они являются фациальными аналогами карбонатно-терригенных отложений рифея Енисейского кряжа. Сходные мысли развивает в последнее время М. А. Цахновский (1959).

Полученные нами (Семихатов, 1957, 1959$_1$) данные показывают, что мощные терригенные толщи западных разрезов Нижнего Приангарья и Южно-Енисейского кряжа являются стратиграфическими аналогами 250—300-метровой толщи песчаников, подстилающих ленский ярус в

районе Меньзи и Иркинеевой, и что увеличение мощности алданского яруса происходит не за счет появления в западных разрезах новых стратиграфических горизонтов, отсутствующих на востоке, а за счет быстрого возрастания мощности одних и тех же свит и пачек (см. фиг. 13). Как уже говорилось, эти отложения залегают несогласно на различных свитах рифея Енисейского кряжа от погорюйской до наиболее молодой, дашкинской, включительно. Отсюда ясно, что в свете новых данных изложенное выше мнение В. Т. Мордовского и М. А. Цахновского о соответствии нижней части рассмотренных терригенных толщ какой-то части рифея заангарской части Енисейского кряжа принято быть не может. Сложнее решается вопрос о возрасте рассматриваемых отложений. К этому вопросу мы вернемся после рассмотрения фактического материала по одновозрастным отложениям смежных районов.

Ленский ярус

Отложения ленского яруса на описываемой территории распространены несколько менее, чем отложения алданского яруса. Их выходы в виде широкой полосы протягиваются вдоль северного крыла Иркинеевской антиклинали от верховьев Енды до р. Иркинеевой, слагают восточное периклинальное окончание упомянутой структуры и вдоль ее южного крыла прослеживаются от окрестностей дер. Иркинеево на запад к дер. Маньзя и верховьям р. Амикан. Отсюда они протягиваются в юго-западном направлении через Ангаро-Тасеевский водораздел к устью Усолки. К югу от р. Тасеевой рассматриваемые породы скрываются под покровом более молодых отложений и обнажаются из-под них вдоль полосы выходов шалыгинской свиты на участке от левобережья Средний Топол до окрестностей оз. Улюколь. Кроме того, они выступают на поверхность в ядрах небольших поднятий среди сплошного поля распространения верхнего кембрия и девона у сел. Троицко-Заводского и устья реки Тайна (окрестность г. Канска), сохранились в ядре синклинали в верховьях Удоронги и Удерей, а также вскрыты рядом буровых скважин в бассейне среднего и нижнего течения Усолки и Тайны.

Отложения ленского яруса расчленяются на две свиты — климинскую внизу и агалевскую вверху.

Климинская свита

Климинскую свиту выделила Л. Н. Репина в 1952 г. (Григорьев и Репина, 1956) в Нижнем Приангарье и отнесла к ней известняки и доломиты, в верхней части которых содержатся остатки трилобитов рода *Bulaiaspis*. Лучшие разрезы свиты вскрываются по Ангаре в районе дер. Климино и в окрестностях дер. Иркинеево, а также по р. Тасеевой, выше устья Усолки. Во всех указанных пунктах климинская свита залегает в ядрах антиклиналей и в обнажениях выступает лишь ее верхняя часть. Полный разрез свиты наблюдается в нижнем течении Иркинеевой, но и здесь в хороших обнажениях наблюдается лишь ее верхняя часть, а о строении нижней части свиты приходится судить по отдельным небольшим обнажениям и частым высыпкам.

На отложениях шалыгинской свиты климинская свита залегает согласно; в ряде мест между ними наблюдались постепенные переходы. В правом склоне долины р. Иркинеевой, в 2,5 *км* ниже лесоучастка Великанчик, у устья Черепчен и в приустьевой части Чегошаги по эллювию и отдельным обнажениям можно установить, что среди песчаников шалыгинской свиты, у их кровли, появляются песчанистые известняки и доломиты вишнево-красного цвета, а затем зеленовато-серые мергелистые известняки. Роль карбонатных пород вверх по разрезу быстро

Фиг. 15. Строматолит *Stratifera* Kor. в климинской свите по р. Иркинеевой

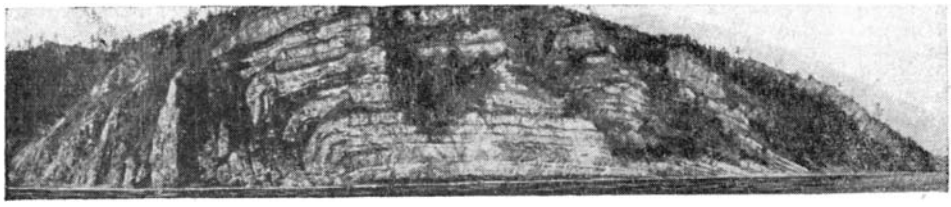
растет, они приобретают светло-серую окраску и полностью вытесняют терригенные породы. Рассмотренный переход совершается в пачке около 30 *м* мощности. Аналоги этой пачки в более западных разрезах М. А. Жарков (1960 и др.) выделил в улюкольскую свиту, которую сопоставил с усольской свитой Иркутского амфитеатра, а А. В. Благодатский картирует их в бассейне Тасеевой под названием островной свиты.

Близкие взаимоотношения климинской и шалыгинской свит наблюдаются в правом склоне долины Ангары, в 12 *км* выше скалы Гребень, по р. Аладьиной у устья р. Кармишонихи, в нижнем течении р. Каолец и приустьевой части Маньзи. На крайнем юге описываемого района, в окрестностях Канска, постепенный переход от терригенных отложений шалыгинской свиты к карбонатным климинской вскрыт буровыми скважинами. На остальной территории ближайшие выходы шалыгинской и климинской свит разделены задернованными промежутками, но согласное их залегание не вызывает сомнений.

По р. Иркинеевой климинская свита отчетливо делится на две пачки. Нижняя сложена серыми и темно-серыми тонко- и толстослоистыми доломитами, в верхней части нередко брекчированными. Хороших обнажений на Иркинеевой эта пачка не дает, поэтому мощность ее может быть оценена лишь приблизительно в 200—300 *м*. Верхняя пачка представлена довольно правильным чередованием монолитных пластов в 1,5—3 *м* (иногда до 5 *м*) желтовато-серых и светло-серых мелкозернистых известняков и доломитов, неравномерно обогащенных песчаной примесью, и прослоев в 0,4—0,6 *м* светло-серых тонкослоистых (7—10 *см*) известняков и реже доломитов. Эти породы содержат линзы дымчато-серого и черного кремня и пластовые тела строматолитов типа *Stratifera* Kor. (фиг. 15). Весьма характерны для этой пачки прослои грубобрекчированных известняков и доломитов с обломками размером от нескольких сантиметров до 20—40 *см*. В нижней части пачки прослои таких брекчий более многочисленны и достигают мощности 15—20 *м*, а в верхней их мощность не превосходит 2—3 *м*. По простиранию такие пласты невыдержаны и на коротких расстояниях переходят в нормально слоистые породы. Мощность верхней пачки климинской свиты 200—250 *м*. По левому берегу Иркинеевой ниже пос. Великанчик, в 85 и 4 *м* от кровли этой пачки Л. Н. Репина в 1951 г. нашла трилобиты *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. prima* Rep., *B. taseevica* Rep.

Так же построена верхняя часть климинской свиты и по Ангаре в ядре Пинчугинской антиклинали. В скальных обрывах здесь особенно хорошо видно чередование толсто- и тонкослоистых пород (фиг. 16). На обоих крыльях этой антиклинали, в 5 *м* от кровли свиты Л. Н. Репина нашла тех же представителей рода *Bulaiaspis,* что и по р. Иркинеевой.

Трилобиты, найденные в верхней пачке климинской свиты, свидетельствуют о принадлежности содержащих их пород к толбочанскому горизонту ленского яруса (Покровская, 1954; Репина, 1956). В нижней пачке свиты фауна обнаружена Л. Н. Репиной в 16 *км* к западу от р. Иркинеевой, по правому берегу Ангары. Здесь найден комплекс трилобитов,



Фиг.16. Скала Иркинеевский Бык на Ангаре —обнажение климинской и агалевской свит. Фото Л. Н. Репиной

близкий к комплексу из синского горизонта западных разрезов Лены, описанному Н. П. Суворовой (1958).

К западу от р. Иркинеевой, вплоть до р. Маньзи и Каольца и Южно-Енисейской синклинали строение климинской свиты не отличается заметно от описанного. Мощность свиты здесь может быть примерно оценена в 500 *м*. В Южно-Енисейской синклинали, по р. Удоронге, у видимой кровли свиты А. К. Рублев в 1950 г. нашел трилобита *Bergeroniaspis* sp. (определение О. К. Полетаевой) — форму, широко распространенную в ленском ярусе.

В крайних западных разрезах по Ангаре — у скалы Гребень и по р. Кокую — в составе климинской свиты преобладают желтовато-серые доломитизированные известняки и доломиты, нередко брекчированные. Отдельные пачки брекчированных пород достигают здесь 90—100 *м* мощности. У основания свиты и у ее кровли среди серых пород наблюдаются прослои малиновых и кирпично-красных песчанистых толстослоистых доломитов и мергелей. Мощность климинской свиты по р. Кокую составляет 800—900 *м*.

Южнее, по р. Тасеевой, в 7 *км* выше устья реки Усолки, в Дыроватом утесе вскрывается один из лучших разрезов климинской свиты. В естественных выходах здесь наблюдается лишь верхняя часть последней, а ее более низкие горизонты вскрыты буровой скважиной. По описанию керна этой скважины, данному в 1940 г. С. И. Федотовым, в ней могут быть выделены следующие пачки (снизу вверх):

1. Известняки и доломитизированные известняки серые и темно-серые, в нижней части — песчанистые, с линзами кремня. Мощность 200 *м*.

2. Известняки серые и желтовато-серые, мелкозернистые, иногда брекчированные, с прослоями карбонатных слюдистых песчаников и аргиллитов, окрашенных в серые и вишнево-красные тона. На глубине 356 *м* породы засолонены. Мощность 75—80 *м*.

3. Известняки и доломиты темно-серые, черные, мелкозернистые, издающие сильный запах сероводорода при ударе, иногда брекчированные, в нижней части кавернозные с отдельными пластами мергелей и алевролитов. Мощность 230—250 *м*.

Лежащие выше отложения выступают в естественных обнажениях (снизу вверх):

1. Известняки и доломитизированные известняки светло-серые, в основании розовато-серые, тонкозернистые, тонкослоистые, в нижней части обычно песчанистые, с прослоями в 1—3 *м* массивных светло-серых доломитов, обладающих запахом сероводорода. А. А. Предтеченский указывает псевдоморфозы кальцита по целениту и ксеноморфный флюорит. Видимая мощность 130—150 *м*.

2. Чередование доломитов (реже доломитизированных известняков) светло-серых и палево-серых, тонкозернистых, образующих пласты в 30—50 *см* и прослоев в 20—30 *см* тонкослоистых желтовато-серых, глинистых, песчанистых доломитов. В верхней части пачки мощность последних увеличивается до 0,7—1,2 *м*, и их место в разрезе иногда занимают песчанистые мергели, в которых появляются расплывчатые пятна красно-бурой и желтой окраски, и иногда псевдоморфозы по каменной соли. А. А. Предтеченский в средней части этой пачки в 1938 г. нашел остатки трилобитов, ныне относимых к *Bulaiaspis*. Мощность 150 *м*.

3. Чередование прослоев в 2—4 *м* доломитов, аналогичных описанным в слое 2, и слоев в 1—1,5 *м* тонкослоистых песчанистых серых доломитов и мергелей, а иногда

и вишнево-красных доломитистых песчаников и алевролитов. Кроме того, в пачке прослеживается несколько монолитных прослоев в 1—2 *м* вишнево-красных и бурых кварцевых слюдистых песчаников и пласты в 1—1,5 *м* строматолитовых доломитов.

В 12 и 2,5 *м* от кровли пачки остатки трилобитов *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. taseevica* Rep. и *B. prima* Rep. Мощность 65 *м*.

Общая видимая мощность описанных пород 900—950 *м*, из них 500—550 *м* вскрыто буровой скважиной. Принадлежность их к климинской свите доказывается нахождением в их верхней части трилобитов толбочанского горизонта и залеганием их непосредственно ниже палеонтологически охарактеризованных отложений агалевской свиты (фиг. 17). Вскрытые буровой скважиной породы М. А. Жарков (1960 и др.) выделяет как улюкольскую свиту, а породы, выступающие в Дыроватом утесе,— как рассольненскую.

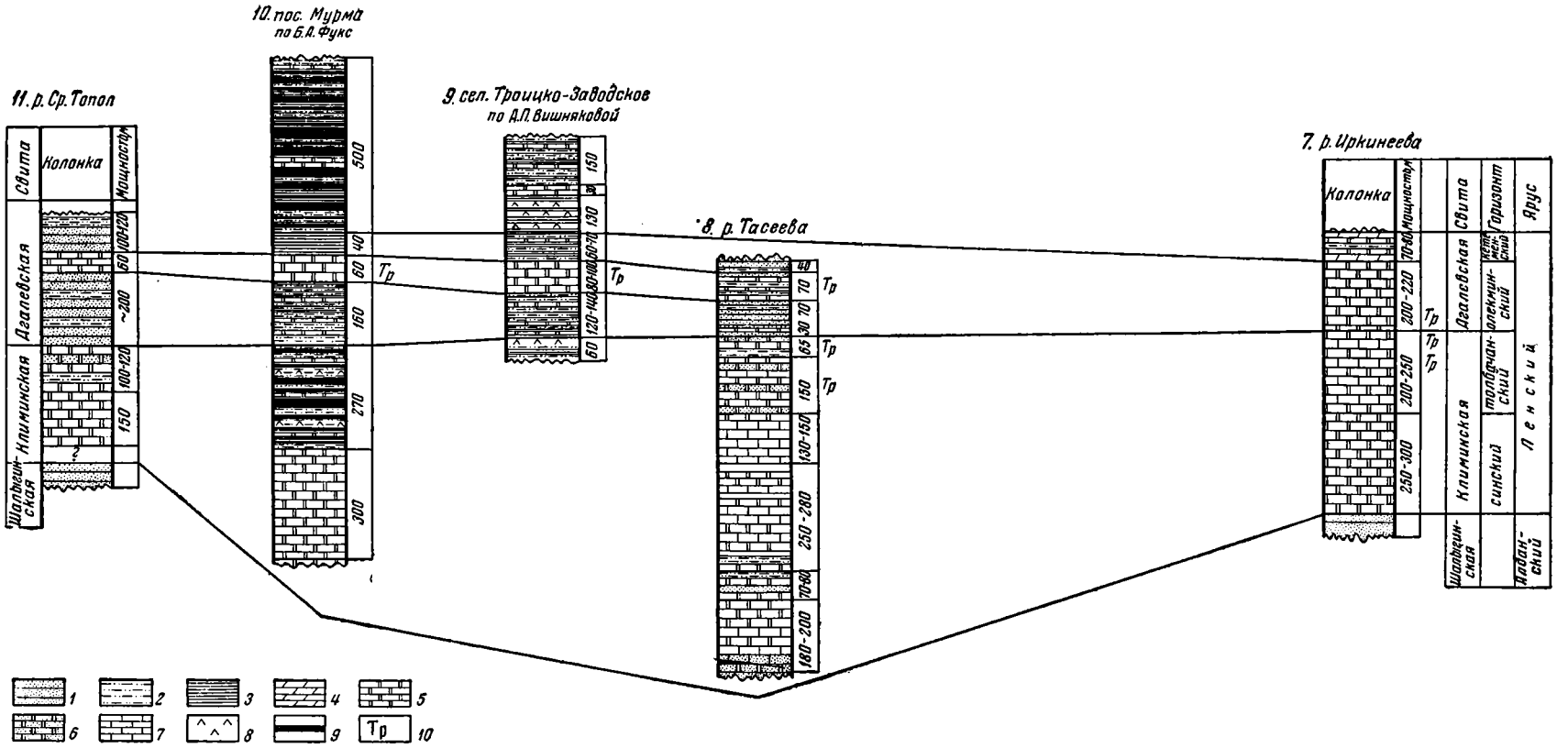
К югу от р. Тасеевой отложения климинской свиты быстро скрываются под более молодыми отложениями и вновь выходят на поверхность лишь по западному борту Канско-Ангарской впадины, в междуречье среднего Топола и левого Олгоша и в районе г. Канска. В центральных частях впадины свита в ряде мест вскрыта буровыми скважинами. Несмотря на то, что строение свиты в указанных районах существенно отличается от описанного, а фауна пока не найдена, свита здесь выделяется вполне надежно по стратиграфическому положению пород между шалыгинской и агалевской свитами. Забегая несколько вперед, отметим, что последняя в южной части Канско-Ангарской впадины прекрасно выделяется в разрезах и в нижней своей части обычно охарактеризована фауной.

Уже в 40 *км* к югу от р. Тасеевой в сел. Троицко-Заводском, где скважинами вскрыты верхние 100 *м* климинской свиты, в их строении обнаруживаются резкие изменения: появляются прослои каменной соли и ангидрита, мощность которых растет вниз по разрезу (А. П. Вишнякова).

В 25—30 *км* южнее, в опорной скважине в пос. Мурме вскрыт более полный разрез климинской свиты. По данным Б. А. Фукса и Л. П. Плотникова, в основании вскрытой части разреза здесь залегает 300-метровая пачка серых и темно-серых доломитов и доломитизированных известняков, иногда засолоненных, чередующихся в нижних 20 *м* с красно-бурыми и серыми песчаниками и аргиллитами, а в верхней части — с мергелями. Выше следует 270-метровая пачка чередования пластов каменной соли, доломитов, алевролитов и иногда гипс-ангидритов. Каменная соль розового и серого, иногда мясо-красного цвета, кристаллическая, образует пласты от 0,5 до 15 *м*, наиболее мощные из которых встречаются в средней части пачки. В общей сложности каменная соль слагает около 40% разреза. Алевролиты красно-бурые, зеленовато-серые, иногда с прослоями в 2—3 *мм* серого ангидрита, образуют слои в 0,2—6 *м*. Наиболее обычны они в верхней части пачки. Доломиты серые, массивные, мелкозернистые, иногда с запахом сероводорода, образуют пласты в 4—5 *м*, следующие в разрезе через 20—40 *м*.

Стратиграфически выше залегают палеонтологически охарактеризованнные отложения агалевской свиты (см. ниже), что и определяет принадлежность описанных пород к климинской свите. По стратиграфическому положению соленосная пачка, вскрытая в поселках Мурма и Троицко-Заводском, соответствует верхней части разреза климинской свиты Дыроватого утеса. Доломитовая пачка опорной скважины отвечает нижней части разреза буровой скважины в дер. Устье (Семихатов, 1959$_1$; Жарков, 1960).

Несколько юго-западнее Мурмы, в пос. Тыныс буровой скважиной вскрыты не только аналоги только что описанной части климинской свиты, но и ее более низкие горизонты. По данным Б. А. Фукса



Фиг. 17. Схема сопоставления разрезов ленского яруса южной части Енисейского кряжа.

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — аргиллиты; *4* — мергели; *5* — доломиты; *6* — песчанистые доломиты; *7* — известняки; *8* — гипсы и ангидриты; *9* — каменная соль; *10* — находки трилобитов

и Л. П. Плотникова, от забоя скважины, расположенного на глубине 2554,0 *м*, до глубины 1126,0 *м* вскрыта толща чередования красно-бурых и зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов, доломитов и каменной соли, которая в средней части толщи резко преобладает над другими породами.

Огромная мощность этой толщи (более 1600 *м*), по-видимому, в значительной мере объясняется явлениями диапиризма. Выше, в скважине в пос. Тыныс, вскрыты аналоги двух нижних пачек климинской свиты, пройденных опорной скважиной в пос. Мурме.

Сравнение последних разрезов показывает, что к югу от р. Тасеевой роль каменной соли и сульфатных пород в сложении климинской свиты последовательно возрастает. Обратные изменения происходят к югу и юго-западу от поселков Мурма и Тыныс.

На юге описываемого района, по р. Курыш у устья Тайны, в ядре антиклинали среди поля развития девона вскрываются вишнево-красные мелкозернистые доломитистые песчаники, обычно косослоистые, с волноприбойными знаками, чередующиеся через 3—5 *м* с монолитными пластами по 0,5—1,5 *м* светло-серых сахаровидных доломитов. Видимая мощность этой пачки 110—130 *м*. Ниже, по данным И. Н. Стрижова, буровыми скважинами вскрывается еще 50 *м* таких же пород, которые подстилаются сплошной толщей песчаников шалыгинской свиты. Описанную пачку по ее стратиграфическому положению можно отнести к основанию климинской свиты. М. А. Жарков (1960), как уже говорилось, выделяет ее как улюкольскую свиту. Выше в разрезе залегает пачка чередования монолитных пластов в 1,0—3,5 *м* светло-серых и реже красных сахаровидных доломитов и прослоев в 0,5—1,5 *м* тонкослоистых серых и красных песчанистых доломитов, алевролитов и песчаников. Видимая мощность пачки 60 *м*. Для всех терригенных пород описываемого разреза характерны волноприбойные знаки и иногда псевдоморфозы по каменной соли.

К северу от устья Тайны нижний кембрий погружается под более молодые отложения, но в окрестностях совхоза Тайнинского он вскрыт буровыми скважинами, описание которых в 1954 г. дано Б. В. Ковалевым. В основании вскрытой части разреза здесь залегает пачка, аналогичная только что описанной, ее вскрытая мощность 260 *м*. В средней ее части Б. В. Ковалев нашел многочисленные остатки птеропод. Выше в разрезах буровых скважин следует толща то частого (через 20—30 *см*), то редкого (через 2—5 и даже 7—10 *м*) чередования серых доломитов, серых и бурых аргиллитов и алевролитов с более редкими гипсами и ангидритами. Видимая мощность этой пачки 200 *м*; на ней с несогласием залегает верхний кембрий. Описанные породы по их стратиграфическому положению и составу хорошо сопоставляются с нижней частью климинской свиты более северных районов.

Сравнение описанных разрезов показывает, что в южных районах Канско-Ангарской впадины каменная соль климинской свиты замещается карбонатными и карбонатно-сульфатными породами.

Еще более резкие фациальные изменения рассматриваемые отложения претерпевают вкрест простирания, по направлению к западному борту Канско-Ангарской впадины (см. фиг. 17). Лучший из разрезов здесь вскрыт по р. Средний Топол. Тут, отделяясь от песчаников шалыгинской свиты небольшим задернованным промежутком, залегают серые и розовато-серые сахаровидные толстослоистые доломиты с прослоями тонкоплитчатых доломитов, а в верхней части и бордовых алевролитов. Мощность этих пород 250—270 *м*; вверх по разрезу они постепенно переходят в отложения, которые по строению своего разреза хорошо сопоставляются с нижней частью агалевской свиты (см. ниже). Стратиграфическое положение описанных пород между шалыгинской и агалевской

свитами и определяет принадлежность их к климинской свите. К полосе выходов этих отложений приурочены многочисленные соленые источники, а у дер. Батов М. А. Жарков среди доломитов указывает ангидрит. Такие же источники из отложений климинской свиты известны и по Ангаре у дер. Зайцево и Маньзя (Хоментовский, 1935).

Другими словами, мощные гипсо- и соленосные пачки в верхней части климинской свиты к западу практически полностью замещаются доломитами и отчасти песчаниками. Как мы увидим ниже, геофизические данные позволяют предполагать, что столь же быстрое замещение соленосной толщи маломощной пачкой несоленосных пород происходит и к востоку от пос. Мурма, в междуречье Кайтыма и Усолки.

Таким образом, в Нижнем Приангарье климинская свита представлена довольно монотонной толщей доломитов, известняков и брекчий этих пород, мощность которых возрастает с востока на запад. При приближении к западному борту Канско-Ангарской впадины в карбонатных породах появляется заметная примесь терригенного материала, количество которого возрастает с северо-востока на юго-запад. Во внутренних частях Канско-Ангарской впадины (разрезы буровых скважин в совхозе Тайнинском, в сел. Мурме и Тыныс) в свите появляются сперва прослои ангидритов и гипсов, а затем и каменной соли.

Возраст описанных отложений климинской свиты по содержащимся в них остаткам фауны устанавливается вполне надежно. Известные из нижней пачки свиты трилобиты, по заключению Л. Н. Репиной, близки к трилобитам из так называемых западных разрезов синского горизонта, описанным Н. А. Суворовой (1958), а виды рода *Bulaiaspis,* содержащиеся в верхней пачке свиты, являются руководящими формами толбачанского горизонта. Граница этих горизонтов внутри климинской свиты может быть условно проведена по границе нижней и верхней ее пачек, в разрезе по р. Иркинеевой. Учитывая, что на климинскую свиту с постепенными переходами налегает агалевская свита, в нижней части которой содержится фауна олекминского горизонта, по кровле климинской свиты в Нижнем Приангарье следует проводить границу олекминского и толбачанского горизонтов.

Палеонтологические данные о стратиграфическом уровне подошвы климинской свиты отсутствуют, и по этому поводу существуют различные мнения (Семихатов, 1957, 1959$_1$; Жарков, 1960).

Агалевская свита

Под названием агалевской свиты Л. Н. Репина в 1952 г. (Григорьев и Репина, 1956) в Нижнем Приангарье выделила известняки и доломиты, залегающие на климинской свите и содержащие в верхней части трилобитов кетеменского горизонта.

На климинской свите агалевская свита повсеместно залегает согласно, без признаков размыва, хотя в ряде разрезов граница между свитами и проводится по пласту карбонатной брекчии.

В крайних восточных выходах свиты, в Чадобецкой и Климинской антиклиналях (вне пределов Енисейского кряжа) в разрезе свиты (Григорьев и Репина, 1956) выделяется три пачки. Нижняя из них, мощностью 90 *м,* сложена светло-серыми и коричневато-серыми тонкослоистыми доломитами с прослоями светло-серых известняков. В нижних 9 *м* они интенсивно брекчированы. Во второй пачке свиты, мощность которой 40 *м,* основную роль играют карбонатные брекчии тех же пород, среди которых залегают пласты тонкослоистых светло-серых песчанистых доломитов, а в верхней части и известняков. Венчает разрез свиты 40-метровая пачка тонкослоистых, нередко песчанистых, зеленовато-

серых и красных, иногда пятнистых доломитов и реже известняков с прослоями пестрых мергелей и известняков. В верхних 12 *м* свиты содержатся остатки трилобитов *Bathynotus namanensis* Lerm., *Namanoia namanensis* Lerm. и др. Общая мощность агалевской свиты на крыльях Климинской антиклинали 200 *м*. Выше с размывом залегает зеледеевская свита среднего кембрия. Указанная фауна позволяет отнести содержащие их породы к кетеменскому горизонту ленского яруса (Покровская, 1954; Григорьев и Репина, 1956). Тесная связь агалевской свиты с климинской, в верхней части которой содержатся трилобиты толбачанского горизонта, показывает, что нижняя часть агалевской свиты относится к олекминскому горизонту.

В пределах Енисейского кряжа наиболее восточные выходы агалевской свиты наблюдаются в нижнем течении р. Иркинеевой и по Ангаре в районе устья последней, на крыльях Пинчугинской антиклинали (см. фиг. 16). На северном ее крыле выделяются (снизу вверх):

1. Доломиты (реже доломитизированные известняки) коричневато-серого, иногда темно-серого и розовато-серого цвета; тонкозернистые, песчанистые, разделенные на слои в 2—10 (в нижней части до 15—20 *см*) по стилолитовым швам и тонким (1—2 *мм*) прерывистым глинистым прослойкам. В нижней части пачки доломиты пахнут сероводородом при ударе, нередко брекчированы и в основании несут 5-метровый пласт довольно грубой брекчии. В 63 *м* от основания пачки найдены остатки *Tungusella* sp. Мощность около 200 *м*.
2. Доломиты такие же, как и ниже, но окрашенные в желтовато-серые и розоватые тона, с мелкими неправильной формы пустотами, произошедшими, по-видимому, за счет выщелачивания гипса. Мощность 30 *м*.

На южном крыле Пинчугинской антиклинали этот разрез надстраивается 70—80-метровой пачкой доломитов, аналогичных описанным в слое 2, но с прослоями зеленовато-серых, грязно-вишневых и оранжевых мергелей и алевролитов. В нижней части пачки такие прослои имеют мощность 10—15 *см*, а в верхней достигают 1—1,5 *м*. Выше залегают отложения верхнего кембрия. Таким образом, мощность агалевской свиты около 300 *м*.

Находка *Tungusella* sp. в нижней части агалевской свиты подтверждает присутствие в ее разрезе аналогов олекминского горизонта. Фауна кетеменского горизонта в описанном разрезе не найдена. По-видимому, к этому горизонту надо относить породы, описанные на южном крыле Пинчугинской антиклинали, которые несколько напоминают верхнюю пачку агалевской свиты разреза у устья Агалевой.

К западу от Пинчугинской антиклинали мы встречаем довольно полные разрезы свиты в среднем течении Маньзи, где мощность свиты возрастает, а в нижней ее части, по данным В. С. Скундина и В. Л. Фишера, появляются прослои сильно песчанистых доломитов, зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов.

К западу от р. Маньзи на значительном протяжении о строении агалевской свиты приходится судить главным образом по выворотням и высыпкам. Судя по этим данным, в междуречье Аладьиной и Пая, в составе свиты заметно возрастает количество терригенных пород — аргиллитов и алевролитов. В бассейне реки Кокуй значительную роль в сложении нижних горизонтов свиты приобретают зеленовато-серые, сильно песчанистые, слюдистые, нередко онколитовые доломиты и мелкозернистые песчаники. Доломиты мелко брекчированы, а местами переходят в доломитовые песчаники и гравелиты. Среди них иногда появляются рассеянные хорошо окатанные гальки размером 0,5—1,5 *см* (иногда до 4 *см*) тонкозернистых серых и вишнево-красных доломитов и более редких буро-красных кварцитовидных песчаников и зеленовато-серых и малиновых алевролитов. Гальки в породе распределены неравномерно, концентрируясь в отдельных линзовидных прослоях в 10—15 *см*.

Дальнейшее возрастание роли песчаников в сложении агалевской свиты можно наблюдать по р. Тасеевой у устья Усолки. На климинской свите здесь залегают (снизу вверх):

1. Доломиты серого и желтовато-серого цвета, тонкослоистые, иногда брекчированные, с отдельными прослоями в 0,5—1,5 *м* зеленовато-серых мергелей, слюдистых аргиллитов, а в верхней части и песчаников. В основании пачки — пласт в 2,5 *м* брекчии с угловатыми обломками в 10—30 *см* указанных выше пород. В аргиллитах псевдоморфозы по каменной соли. Мощность 30 *м*.

2. Песчаники зеленовато-серые, иногда красновато-серые, тонкозернистые, слюдистые, доломитистые, тонкослоистые, с прослоями алевролитов и редких доломитов в верхней части. В нижней части пачки — слой в 10 *м* зеленовато-серых и вишнево-красных аргиллитов с отдельными прослоями песчаников. Мощность 70 *м*.

3. Неправильное чередование прослоев в 0,3—0,8 *м* (иногда до 2,0 *м*) светло-серых тонкослоистых, иногда оолитовых доломитов и прослоев в 1—2 *м* песчаников, аналогичных описанным выше (см. фиг. 36). У кровли пачки в доломитах нами собраны *Jakutus quadriceps* (Rjonsn.), *Bergeroniaspis kutorginorum* Lerm, *Binodaspis* sp., *Hyolithes* sp., *Kutorgina* sp. Мощность 70 *м*.

4. Песчаники и алевролиты, аналогичные описанным в слое 2. Видимая мощность 40 *м*.

Рассматриваемые породы нередко, вслед за А. А. Предтеченским, описывают под названием свиты Дыроватого утеса. Их мощность 210 *м*; выше после перерыва в обнажении (180 *м*) вскрывается верхний кембрий.

Приведенная выше фауна свидетельствует о принадлежности содержащих ее пород к олекминскому горизонту. Верхняя часть агалевской свиты, отвечающая кетеменскому горизонту, в данном разрезе неизвестна. В более южных районах Канско-Ангарской впадины трехчленное деление нижней части агалевской свиты — две преимущественно терригенные пачки, разделенные существенно карбонатной,— хорошо выдерживается (см. фиг. 17), а в средней пачке известны находки фауны. Это позволяет здесь с уверенностью выделять агалевскую свиту как в естественных выходах, так и в разрезах буровых скважин.

К югу от Тасеевой в Троицко-Заводской антиклинали на поверхность выходит лишь верхняя часть агалевской свиты, а ее нижняя часть вскрыта буровыми скважинами, описание которых дано А. П. Вишняковой. На соленосной пачке климинской свиты здесь залегают (снизу вверх):

1. Бурые и серые слюдистые алевролиты с прослоями аргиллитов и доломитов, иногда засоленных и загипсованных. Мощность 120—140 *м*.

2. Доломиты и доломитизированные известняки серые и темно-серые, глинистые, издающие запах сероводорода, с многочисленными тонкими невыдержанными глинистыми прослойками, в верхней части загипсованные. В этих породах Б. А. Фукс (см. Жарков, 1960) нашел трилобитов *Tungusella mana* Rep., *Bulaiaspis sajanica* Rep., *B. limbata* Rep., *Binodaspis* sp. и др. (определения В. С. Галимовой). Мощность 80—100 *м*.

3. Алевролиты и аргиллиты, аналогичные описанным в слое 1, иногда загипсованные, с редкими прослоями доломитов. Мощность 60—70 *м*.

4. Переслаивание буро-коричневых и темно-серых слюдистых аргиллитов и темно-серых ангидритов с отдельными пластами доломитов. Мощность 130 *м*.

5. Серые толстослоистые доломиты и доломитизированные известняки. Мощность около 30—40 *м*.

6. Зеленовато-серые и буро-коричневые слюдистые загипсованные алевролиты и аргиллиты с прослоями глинистых доломитов. Мощность 120—150 *м*.

Общая мощность описанных пород 530—570 *м*.

Сравнивая только что описанный разрез с разрезом агалевской свиты р. Тасеевой, нетрудно заметить, что по строению и последовательности слои 1, 2 и 3 Троицко-Заводской антиклинали очень близки слоям 1—2, 3 и 4 р. Тасеевой, а слои 5 и 6 надстраивают разрез последней. Эти сопоставления подтверждаются находкой в карбонатной пачке Троицко-Заводской антиклинали *Tungusella mana* Rep.— руководящей формы олекминского горизонта.

К югу от сел. Троицко-Заводского, в верхней части агалевской свиты, происходят существенные фациальные изменения (см. фиг. 17). В опорной скважине в пос. Мурма, по данным Б. А. Фукса и Л. П. Плотникова, выше соленской пачки, отнесенной нами к климинской свите. (Семихатов, 1959_1), выделяются три пачки, аналогичные слоям 1—3 только что приведенного разреза — алевролитово-аргиллитовая с доломитами (глубина 1606—1439 *м*), доломитовая (1439—1352) и алевролитово-аргиллитовая с доломитами и ангидритами (1352—1314). В доломитовой пачке на глубине 1419 *м* Б. А. Фукс нашел *Tungusella* sp. и *Bulaiaspis limbata* Rep. (Определения Л. Н. Репиной и В. С. Галимовой) — характерные формы олекминского горизонта. Выше до глубины 808 *м*, на которой начинается верхний кембрий, в опорной скважине вскрыта соленосная толща, сложенная пластами каменной соли, мощностью 15—30 *м* в верхней и 1—10 *м* — в нижней части, чередующимися с пластами в 2—5 *м* бурых и серых аргиллитов, алевролитов и более редких доломитов. Более дробная разбивка этой толщи дана М. А. Жарковым (1960). В средней ее части вскрыта 30-метровая пачка доломитов, которая, по наблюдениям Б. А. Фукса, хорошо выдержана в центральной части Канско-Ангарской впадины и является аналогом слоя 5 разреза в сел. Троицко-Заводском (см. фиг. 17). В Тынысской скважине под верхним кембрием вскрыта лишь нижняя аргиллитово-алевролитовая пачка агалевской свиты, ее видимая мощность 130 *м*.

Сравнение последних разрезов показывает, что к югу от сел. Троицко-Заводского загипсованные аргиллиты и алевролиты верхней части агалевской свиты замещаются каменной солью с прослоями терригенных и карбонатных пород, а нижняя часть свиты существенных изменений не претерпевает. Однако каменная соль в верхах агалевской свиты, как показывают разрезы колонковых скважин, и к югу от Троицко-Заводского развита не повсеместно. В своде Мурминского поднятия она отсутствует, и свита представлена алевролитами и аргиллитами с прослоями доломитов, гипсов и ангидритов.

Более резкие фациальные изменения отложения агалевской свиты претерпевают по направлению к западному борту Канско-Ангарской впадины. Здесь по р. Средний Топол на доломитах климинской свиты залегают:

1. Песчаники желтовато-серые и серые, мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые, существенно доломитистые, с тонкими прослоями аргиллитов и иногда доломитов. Мощность около 200 *м*.
2. Доломиты и доломитизированные известняки светло-серые, песчанистые, с редкими прослоями песчаников. Мощность 60—80 *м*.
3. Переслаивание зеленовато-серых, розовых и вишневых мелко- и среднезернистых тонкослоистых песчаников и вишневых аргиллитов. Мощность 100—120 *м*. Выше залегает верхний кембрий.

Описанные отложения могут быть сопоставлены с тремя нижними пачками агалевской свиты пос. Мурмы и р. Тасеевой.

Таким образом, на востоке описываемого района вплоть до бассейна р. Маньзи отложения агалевской свиты представлены в общем монотонной толщей тонкослоистых алевритистых доломитов с небольшим количеством мергелей в верхней части. К западу от р. Маньзи количество терригенного материала в отложениях кетеменского, а особенно олекминского горизонта возрастает; по р. Тасеевой и в более западных районах нижняя часть агалевской свиты представлена терригенно-карбонатными отложениями. В бассейне р. Усолки, в верхней части агалевской свиты появляются сперва сульфатные породы, а затем и каменная соль. Мощность агалевской свиты, как и всех нижележащих отложений, увеличивается с востока на запад.

Как уже говорилось, в нижней части агалевской свиты в ряде раз-

резов содержатся трилобиты олекминского горизонта, и по подошве свиты в Нижнем Приангарье проходит граница этого горизонта и толбачанского. В верхней части агалевской свиты в районе р. Агалевой содержатся трилобиты кетеменского горизонта. В более западных разрезах фауна кетеменского горизонта пока не найдена, но, по-видимому, и здесь в разрезе свиты имеются его аналоги. К нему, как уже говорилось, по сопоставлениям следует относить верхнюю часть разреза Пинчугинской антиклинали, а также соленосные отложения внутренней части Канско-Ангарской впадины, лежащие выше полеонтологически охарактеризованных отложений олекминского горизонта. Основанием для этого служит то, что на Сибирской платформе каменная соль олекминского горизонта не известна, и, напротив, широко распространены соленосные отложения кетеменского времени.

Нижний кембрий северной части Енисейского кряжа

Нижний кембрий в северной части Енисейского кряжа распространен шире, чем в его юго-восточной части, и отличается большой мощностью, быстрой фациальной изменчивостью своих нижних горизонтов, наличием среди них весьма своеобразных пород, считавшихся до последнего времени тиллитами, а также широким развитием конгломератовых толщ. В современном срезе в названном районе обнажаются главным образом отложения алданского яруса.

Алданский ярус

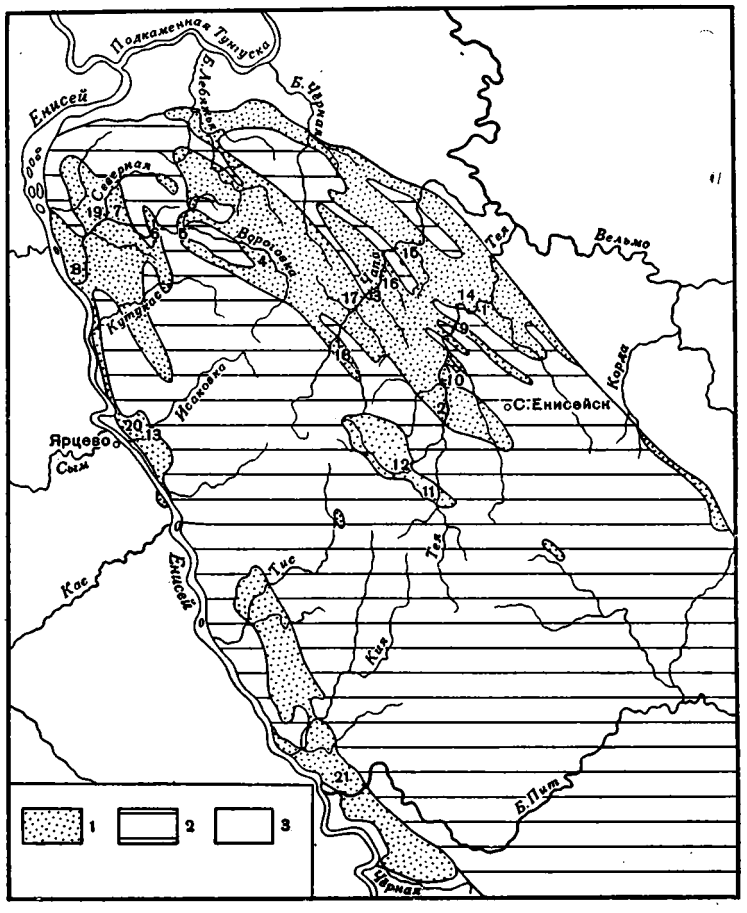
Алданский ярус на севере Енисейского кряжа обнажается в трех пространственно разобщенных районах (фиг. 18; 40). Первый, наиболее крупный из них расположен на северо-восточном склоне кряжа в бассейне Теи, Чапы, Большой Черной, Большой Лебяжьей и верховьях Вороговки. Здесь отложения алданского яруса обнажаются в виде ряда полос северо-западного простирания, пересекающих названные реки в их верхнем и среднем течении.

Второй и третий районы расположены на юго-западном склоне Енисейского кряжа, на правобережье Енисея: один в междуречье Порожихи и В. Сурнихи, другой в междуречье Тиса и Черной. Рассматриваемые отложения в этих районах слагают сравнительно узкие поля, вытянутые в северо-северо-западном направлении. Кроме того, отложения алданского яруса сохранились на небольших участках в верховьях Корды, Талой (левый приток Еруды) и Тиса.

Отложения нижнего кембрия, развитые на северо-восточном и на юго-западном склонах Енисейского кряжа, значительно отличаются друг от друга по своему стратиграфическому объему и фациальному составу. Эти отличия в нижней части алданского яруса проявляются наиболее резко, и отложения этого возраста по разные стороны от свода антиклинория, как уже говорилось (см. табл. 4), приходится расчленять по-разному. На северо-востоке нами (Григорьев, Семихатов, 1958; Семихатов, 1959_2) в них выделены две свиты — лопатинская и чividинская, а на правобережье Енисея они объединены в одну свиту — вороговскую. Верхние горизонты алданского яруса испытывают не столь резкие фациальные изменения, что позволяет на всей рассматриваемой территории относить их к одной свите — немчанской.

Лопатинская свита

К этой свите нами (Григорьев, Семихатов, 1958; Семихатов, 1959_2) отнесены красноцветные песчаники, подчиненные им конгломераты и доломиты, залегающие в основании кембрия описываемого района. Они



Фиг. 18. Схематическая обзорная карта северной части Енисейского кряжа. Области выходов на поверхность:

1 — нижнего кембрия, *2* — докембрия, *3* — послениижнекембрийских образований. Цифры на карте отвечают номерам разрезов на фиг. 21 и 35

пользуются ограниченным распространением и выделяются лишь в бассейне нижнего и среднего течения Теи, в бассейне Талой (левый приток Еруды) и в истоках Коломы и Корды.

На подстилающих образованиях лопатинская свита залегает с угловым несогласием и глубоким размывом; ее нижний контакт вскрыт по р. Тее в 5 *км* выше одноименного поселка, где он описан Г. И. Кириченко (1958 $_1$), а также по р. Тее против устья ручья Глубокого и по р. Талой.

Лучший .разрез свиты, служащий ее стратотипом, наблюдается по р. Тее, выше устья ручья Лопатинского, в Красной скале. Здесь на сланцах горбилокской свиты, падающих 320—340° СЗ ∠40—60°, отделяясь от них резкой пологоволнистой границей, залегает 3-метровый пласт красно-бурых конгломератов, падающий 15° СВ ∠25°. Галька конгломератов размером от 1 до 10—12 *см* состоит из зеленовато-серых и серых (нередко прокрашенных с поверхности окислами железа в бурые тона) алевролитов и сланцев удерейской и горбилокской свит и гораздо реже кварца и светло-серых кварцитов. Гальки грубо ориентированы, промежутки между ними заполнены песчаным материалом. Вверх по разрезу конгломераты сменяются 400—450-метровой толщей вишнево-крас-

ных полимиктовых тонко- и мелкозернистых песчаников с неясно обособленными прослоями алевролитов и редкими линзами кварцевых гравелитов. Породы обычно обладают тонкой горизонтальной слоистостью и лишь кое-где появляются косослоистые разности; на поверхностях напластования наблюдаются трещины усыхания и мелкие волноприбойные знаки. В нижних 4—5 *м* песчаники более грубые и содержат линзы конгломератов с галькой метаморфических сланцев и кварца.

Под микроскопом видно, что в нижней своей части песчаники лопатинской свиты состоят из плохо окатанных обломков различных метаморфических сланцев и подчиненных им обломков микрокварцита и кварца; в заметных количествах присутствуют зерна магнетита. Выше роль кварца в сложении песчаников сильно увеличивается за счет обломков пород. Цемент песчаников — кварцевый регенерационный, кварцево-глинистый, с большим количеством гидроокислов железа. На описанные породы без видимого несогласия (контакт не вскрыт) налегают доломиты чividинской свиты.

Севернее по р. Тее у устья ручья Юхталик, разрез лопатинской свиты меняется, и на удерейской свите, отделяясь от нее необнаженным промежутком в 50—60 *м* по мощности, залегают вишнево-красные доломитистые алевролиты и аргиллиты с линзами грязно-желтых аркозовых песчаников. Выше этой пачки, видимая мощность которой 40 *м*, залегает 35-метровая пачка буровато-желтых и бурых известковистых алевролитов и тонкозернистых песчаников, в сложении которых, наряду с зернами кварца и метаморфических сланцев, присутствуют обломочки доломита. Выше в разрезе залегают доломиты чividинской свиты. Таким образом, общая мощность лопатинской свиты у ручья Юхталик (с учетом необнаженной ее части) не более 120—140 *м*.

Нижние горизонты свиты, не вскрытые в приведенном разрезе, обнажаются несколько ниже по р. Тее, против устья ручья Глубокого. Здесь на сланцы и кварциты удерейской свиты, смятые в крутые складки, по резкой границе (фиг. 19) налегают пологопадающие красно-бурые конгломераты, аналогичные описанным в Красной скале (мощность 1,5—2 *м*). Выше залегают разнозернистые полимиктовые доломитистые песчаники с рассеянными обломками удерейских сланцев (11—12 *м*) и затем красно-бурые песчанистые доломиты (нередко оолитовые) с прослоями песчаников (видимая мощность 15—17 *м*).

Сравнение разрезов лопатинской свиты показывает, что к Северо-востоку от пос. Теи ее мощность сильно сокращается, а песчаники частично замещаются алевролитами и доломитами (см. фиг. 21). Далее к северо-востоку, по р. Тее у о-ва Талого лопатинской свите в какой-то мере соответствует несогласно залегающий на удерейской свите 3-метровый пласт конгломерата, не отличимого от описанного в Красной скале, и лежащая выше 20-метровая пачка вишнево-красных песчанистых доломитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников, содержащих рассеянную гальку удерейских сланцев. Выше с постепенным переходом лежат светло-серые доломиты чividинской свиты.

К юго-востоку от р. Теи небольшие выходы лопатинской свиты среди сплошного поля распространения докембрия известны у пос. Северо-Енисейского, в истоках Коломы и по р. Талой (левый приток Еруды). По р. Талой с угловым несогласием на кристаллических сланцах пенченгинской свиты и гранитах залегают бурые и вишневые конгломераты, в нижних 15 *м* с галькой подстилающих сланцев, а выше, кроме того, и кварца. Эти конгломераты внешне очень похожи на те, что залегают в основании лопатинской свиты по р. Тее, и отличаются от них лишь большей мощностью (35—40 *м*). Выше них по р. Талой залегает толща желтых и грязно-красных аркозовых косослоистых песчаников и иногда гравелитов видимой мощностью 200—250 *м*.

Фиг. 19. Контакт лопатинской и удерейской свит в правом склоне долины р. Теи против устья ручья Глубокого. Фото Н. С. Подгорной

К западу от р. Теи, а также в верховьях этой реки лопатинская свита в разрезе отсутствует, и на докембрий налегает более молодая чивидинская свита. Возможные возрастные аналоги лопатинской свиты, как мы увидим ниже, появляются лишь на крайнем западе района в составе нижних горизонтов вороговской свиты.

Лопатинская свита была выделена нами (Григорьев, Семихатов, 1958; Семихатов, 1959_2) из состава нижней толщи чапинской свиты (Горяинова и др., 1954). Г. И. Кириченко (1960 и др.) эти же породы описывает под названием карагасской свиты.

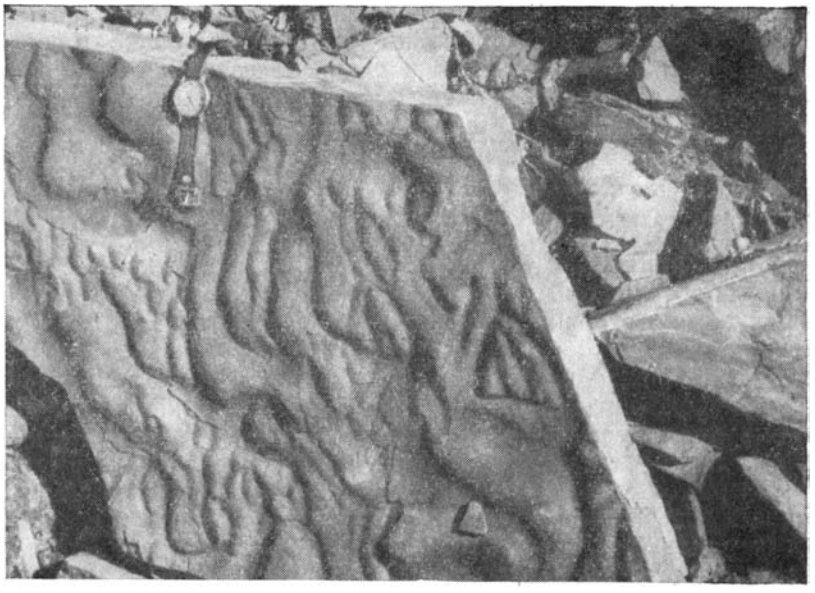
Чивидинская свита

Под таким названием нами (Григорьев, Семихатов, 1958; Семихатов, 1959_2) из состава чапинской свиты выделена мощная, сильно изменчивая толща сероцветных терригенных пород и подчиненных им доломитов, широко распространенная на северо-востоке Енисейского кряжа в бассейне Теи, Чапы, в верховьях Вороговки и Большой Черной (см. фиг. 40). В бассейне нижнего и среднего течения Теи она согласно налегает на лопатинскую свиту; у устья ручья Юхталик и у о-ва Талого между ними наблюдались постепенные переходы. На остальной территории чивидинская свита залегает с угловым несогласием на различных свитах докембрия (от пенченгинской до джурской включительно) и гранитах. По р. Чапе у ручья Таежного и по р. Вороговке у избы Попова это несогласие можно видеть в одном обнажении. Лучшие разрезы свиты вскрываются по р. Тее у пос. Теи и у о-ва Талого, в верховьях Вороговки и по р. Чапе у устья Чивиды. Последний разрез является стратотипом свиты.

По р. Тее у пос. Теи без видимого несогласия (контакт не вскрыт) на лопатинской свите залегают (снизу вверх):

1. Доломиты серые тонкозернистые, тонкослоистые, полосчатые, с мелкими линзами черного кремня. Мощность 100 *м*.

2. Песчаники светло-серые и желтовато-серые тонкозернистые, иногда с примесью гравийного материала, нередко косослоистые, в основании толстослоистые, выше тонкослоистые, с прерывистыми тонкими прослоями серых аргиллитов. В сложении



Фиг. 20. Иероглифы на нижней поверхности пласта песчаников во флишевой пачке чивидинской свиты по р. Тее против пос. Теи

песчаников резко преобладают полуокатанные зерна кварца размером 0,8—0,15 *мм*; иногда присутствуют зерна каолинизированного калиевого полевого шпата и более редкие обломки микрокварцитов, единичные листочки слюды и зерна роговой обманки. Цемент кварцевый регенерационный, местами сидеритовый. Мощность пачки 100 *м*.

3. Чередование пластов в 0,5—1,2 *м* серых мелкозернистых кварцитовидных песчаников, близких к описанным в слое 2, и пакетов мощностью в 2—4 *м* (иногда до 6 *м*) темно-серых и черных песчанистых сланцеватых аргиллитов, содержащих линзы и прослои в 0,2—2,0 *см* серых кварцевых песчаников и алевролитов. Для песчаников характерны неровные поверхности напластования, мелкие волноприбойные знаки, плоская галечка аргиллитов и косая слоистость. В кровле толщи обособляется 60—80-метровая пачка сходного строения, но аргиллиты в ней окрашены в шоколадные и красные тона [1]. Мощность 350—400 *м*.

4. Правильное чередование мощных (2—4 *м*, иногда до 7 *м*) пластов серых мелкозернистых полимиктовых, известковистых песчаников и пакетов в 3—10 *м* (в верхней части до 30) ритмичного переслаивания через 10—20 *см* и чаще голубовато-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников, образующих простые ритмы. На поверхностях напластования пород широко развиты натечные иероглифы (фиг. 20).

Отмеченные особенности строения пачки позволили В. Н. Григорьеву (1956) прийти к выводу о ее флишевом характере.

Все песчаники описанной пачки имеют близкий вещественный состав. Для них типичны высокое содержание алевролитовой и пелитовой фракций, плохая окатанность зерен и резко полимиктовый состав. В них содержатся зерна кварца, полевых шпатов (главным образом кислых плагиоклазов), хлоритизированного биотита, реже мусковита и некоторого количества обломков пород: доломитов, микрокварцитов, хлорит-серицитовых сланцев, основных эффузивов. Весьма характерен для песчаников глинисто-хлоритово-известковистый цемент, составляющий до 30% породы. Мощность пачки по р. Тее у пос. Тея — 400—450 *м*. Общая мощность описанных пород — 900—950 *м;* выше залегают красноцветные песчаники немчанской свиты.

К югу от приведенного разреза лопатинская свита выпадает из разреза и чивидинская переходит непосредственно на пенченгинскую свиту (р. Уволга) и граниты (фактория Курепа).

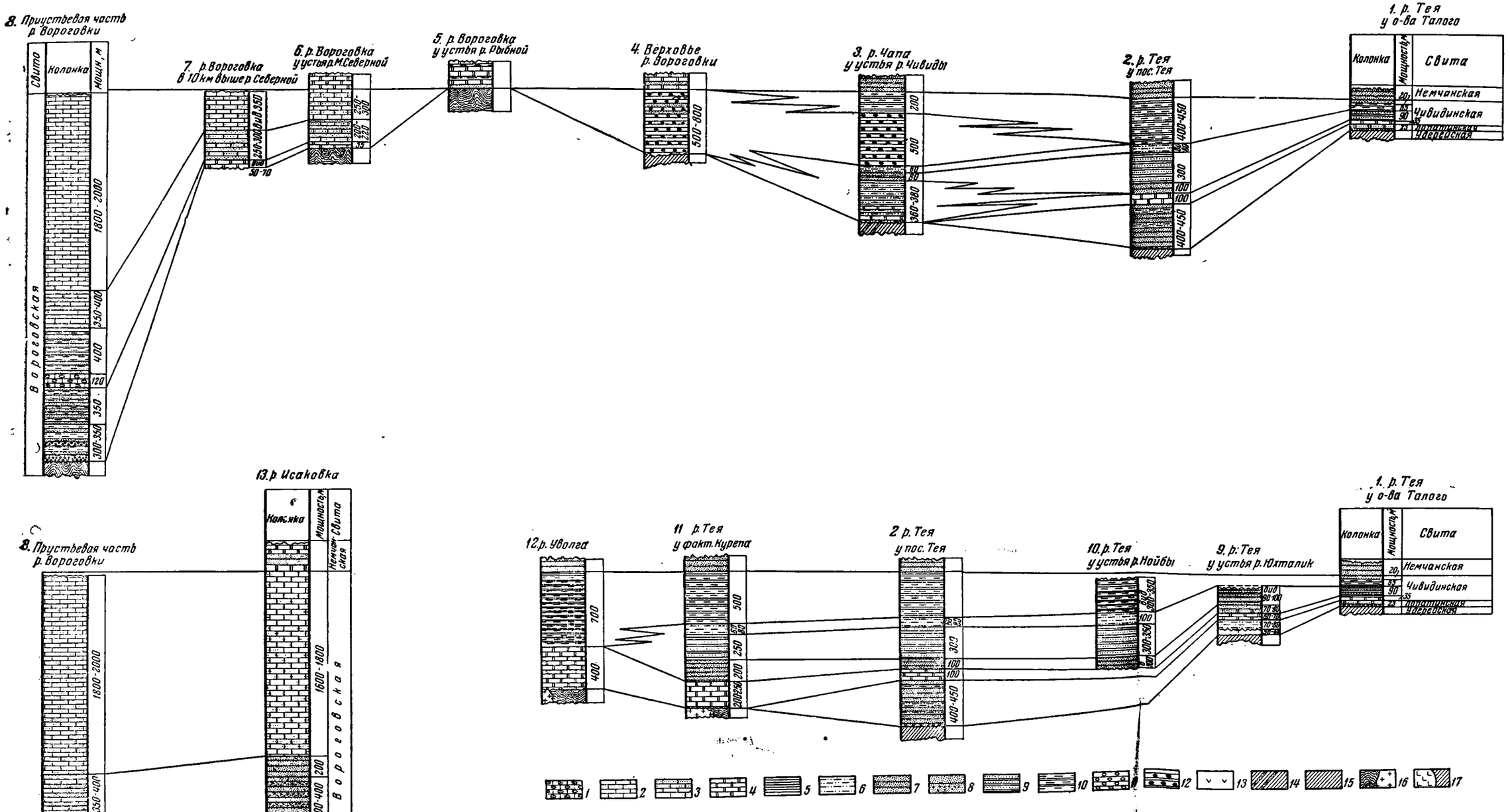
[1] У пос. Тея эти породы наблюдаются лишь в высыпках. Лучше обнажены они по р. Тее, у устья р. Нойбы.

По р. Тее у фактории Курепы в основании чивидинской свиты прямо на гранитах залегает небольшой пласт темно-серых крупно- и среднезернистых аркозовых песчаников, содержащих рассеянные гальки размером до 5 *мм* кварца и полевого шпата. В более высоких горизонтах свиты здесь хорошо выделяются те же пачки, что и в разрезе у пос. Теи (фиг. 21), но мощности их несколько выше. Пачка доломитов достигает 200—250 *м*, пачка песчаников — 200 *м*, аргиллито-песчаниковая пачка — 300—350 *м*, флишевая — около 500 *м*. В кровле аргиллито-песчаниковой пачки, как и у пос. Теи, залегают вишневые и красно-бурые аргиллиты и алевролиты мощностью 60—80 *м*. Песчаники аргиллито-песчаниковой пачки иногда в большом количестве содержат глауконит. Для глауконита из средней части пачки определен абсолютный возраст 745 млн. лет (Келлер и др. 1960).

К западу от фактории Курепы в верхнем течении Уволги в основании чивидинской свиты, как и на р. Тее, залегает пачка светло-серых полосчатых доломитов, нередко строматолитовых, мощностью около 400 *м*, а на нее налегает толща ритмичного переслаивания зеленовато-серых полимиктовых известковистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и иногда известняков. Эта толща по минералогическому составу слагающих ее пород и их стратификации близка к флишевой пачке р. Теи и отличается от нее лишь почти полным отсутствием мощных пластов песчаников. Мощность ее у сел. Уволги — 700—800 *м*. Выше залегают красноцветные песчаники немчанской свиты.

Таким образом, по р. Уволге, в составе чивидинской свиты отсутствуют пачка кварцитовидных песчаников и пачка переслаивания песчаников и аргиллитов, хорошо выделяющиеся в разрезах у фактории Курепы и в окрестностях пос. Теи. Напротив, к северу и северо-востоку от пос. Теи эти пачки прекрасно выдерживаются. По р. Тее, у устья Нойбы, на крыльях развитой здесь грабенсинклинали вскрывается довольно полный разрез свиты. Он начинается пачкой песчаников, аналогичных описанным в слое 2 резреза у пос. Теи. Видимая мощность их около 100 *м*. Выше залегает аргиллито-песчаниковая пачка, соответствующая одноименной пачке пос. Тея. В нижней ее части аргиллиты образуют прослои до 5 *м*, следующие через 0,5—2,5 *м*, а в верхней части их мощность не превышает 0,5—1,0 *м*. Песчаники здесь образуют пласты до 5 *м* мощности; среди них нередки линзы кварцевых гравелитов. Мощность описанной пачки около 300—350 *м*, из них 70—80 *м* приходится на ее верхнюю, преимущественно песчаниковую часть. Стратиграфически выше залегает пачка пестро окрашенных аргиллитов и песчаников, имеющая большое значение для сопоставления разрезов чивидинской свиты. Основная ее часть сложена шоколадными и красно-коричневыми однородными аргиллитами, среди которых залегают прослои таких же, как и ниже, темно-серых песчанистых аргиллитов и редкие пласты строматолитовых доломитов и тонкозернистых песчаников. Мощность пачки около 100 *м*. Стратиграфически выше, в ядре Нойбинской синклинали залегает флишевая пачка чивидинской свиты, построенная так же, как у пос. Теи. Видимая ее мощность 300—350 *м*. Таким образом, приведенный разрез чивидинской свиты прекрасно увязывается с ее разрезом у пос. Теи (см. фиг. 21).

Ниже по р. Тее сколько-нибудь полный разрез чивидинской свиты обнажается лишь у устья ручья Юхталик. Здесь на красноцветных алевролитах и песчаниках лопатинской свиты с постепенным переходом залегают серые песчанистые полосчатые доломиты, среди которых наблюдаются брекчированные и оолитовые разности, а также редкие прослои серых кварцевых песчаников. Мощность этой пачки 60—70 *м*. На нее налегает 70—80-метровая пачка желтовато-серых и грязно-желтых тонкозернистых кварцитовидных песчаников и доломито-песчаников.



Фиг. 21. Схема сопоставления разрезов лопатинской, чивидинской и вороговской свит.

1—13 — нижний кембрий: *1* — онколитовые известняки, *2* — известняки, *3* — песчанистые известняки, *4* — доломиты, *5* — аргиллиты, *6* — алевролиты, *7* — песчаники, *8* — чередование гравелитов и песчаников, *9* — аргиллиты с прослоями песчаников, *10* — флишевое чередование песчаников, аргиллитов и алевролитов, *11* — конгломераты, *12* — валунно-галечные аргиллиты, *13* — эффузивы и туфы основного состава; *14—17* — рифей: *14* — кварциты и сланцы погорюйской свиты, *15* — сланцы удерейской и горбилокской свит, *16* — кристаллические сланцы пенченгинской свиты и граниты, *17* — метаморфические сланцы красногорской свиты и диабазы

Последние представляют собой мелкозернистые сахаровидные доломиты, крайне неравномерно обогащенные песчаной, почти исключительно кварцевой примесью. Она то почти полностью отсутствует в породе, то обогащает ее настолько, что карбонатная составляющая низводится до роли базального или даже порового цемента. Такие переходы совершаются по горизонтали и по вертикали очень быстро, и нередко их можно наблюдать в одном штуфе. Венчает разрез свиты пачка, очень близкая к аргиллито-песчаниковой пачке более южных районов и отличающаяся от нее лишь появлением карбонатных пород. Учитывая этот факт, лежащую ниже пачку у устья ручья Юхталик можно сопоставить с пачкой песчаников у пос. Теи, а доломитовую пачку с одноименной пачкой окрестностей Теи (см. фиг. 21).

Ниже по р. Тее в районе о-ва Талого на лопатинских вишневых доломитах и песчаниках залегают (снизу вверх):

1. Доломиты светло-серые, тонкозернистые, песчанистые, иногда глауконитовые, разделенные тонкими (3—5 *см*) прослоями зеленовато-серых аргиллитов на слои в 2—2,5 *м*, внутри которых по мелким стилолитовым швам и примазкам аргиллитов порода делится на плитки в 15—20 *см*. Мощность 30—35 *м*. Абсолютный возраст глауконита, выделенного из рассматриваемых пород, обнаженных по левому берегу Теи, в 7 *км* выше о-ва Талого, по определению Н. И. Полевой (устное сообщение), 520 и 560 млн. лет.

2. Аргиллиты грязно-серые, песчанистые, тонкослоистые, с тонкими (не более 1 *см*) линзочками серого мелкозернистого песчаника и алевролита и прослоями в 10—30 *см* таких же песчаников, расположенными в разрезе через 1—3 *м*. Песчаники состоят из хорошо окатанных зерен кварца с небольшой примесью полевых шпатов и обломков микрокварцитов, скрепленных кварцевым регенерационным цементом. Песчаная примесь в аргиллитах имеет тот же состав; она рассеяна в глинисто-хлоритовой и глинисто-хлоритово-серицитовой массе. Мощность пачки 90 *м*.

3. Чередование пластов в 1—2 *м* серых мелкозернистых, иногда доломитистых песчаников, послойно обогащенных грубозернистым материалом, и пакетов 40—50 *см* в нижней части и в 1—2 *м* в верхней серых аргиллитов, часто переслаивающихся с такими же песчаниками. Последние состоят из плохо окатанных зерен кварца, небольшого количества полевых шпатов (кислых плагиоклазов и микроклина) и редких обломков тонкозернистой карбонатной породы и микрокварцитов. Цемент глинисто-карбонатный и кварцевый регенерационный. Мощность 65 *м*.

4. Песчаники, такие же, как и ниже, с тонкими прослоями серых полосчатых аргиллитов. Мощность 20 *м*.

Общая мощность описанных пород 200—210 *м*. Выше с постепенным переходом залегают породы немчанской свиты.

Сравнение приведенных разрезов чividинской свиты показывает, что на северо-востоке нашего района ее мощность сильно сокращается (в 4—5 раз). Общая последовательность напластования пород в свите сохраняется, но выделяющиеся в ее составе пачки претерпевают значительные изменения. Так, средняя часть свиты, отвечающая песчаниковой и аргиллито-песчаниковой пачкам окрестностям пос. Теи, в низовьях р. Теи представлена единой толщей песчанистых аргиллитов с прослоями кварцитовидных песчаников и редких доломитов, а хорошо выдерживающаяся в более южных районах ее верхняя пестроцветная часть у о-ва Талого не выделяется в разрезе. Флишевая ритмичность в верхней части чividинской свиты у о-ва Талого выражена слабо, а у кровли свиты отсутствует. По минералогическому составу и текстурным особенностям песчаники, слагающие эти слои, отличаются от типичных песчаников флишевой пачки и приближаются к породам средней части чividинской свиты.

Однако эти отличия не настолько велики, чтобы воспрепятствовать проводимым сопоставлениям (см. фиг. 21). Последние подтверждаются одинаковым стратиграфическим положением флишевой пачки и пород слоев 3 и 4 разреза у о-ва Талого.

Таким образом, чividинская свита по р. Тее в общем подразделяется на три пачки: нижнюю доломитовую, среднюю, сложенную аргиллитами

Фиг. 22. Терригенный флиш в нижней части чividинской свиты по р. Чапе выше устья р. Чividы

с прослоями песчаников (наиболее многочисленными в нижней части пачки у пос. Тея и у фактории Курепы) и верхнюю, представленную флишевым чередованием песчаников, аргиллитов и алевролитов. В кровле средней пачки к югу от устья Енашимо выделяется маркирующий горизонт пестро окрашенных пород.

Существенно иначе представлена чividинская свита по р. Чапе. Крайний северо-восточный ее разрез здесь вскрывается у устья ручья Таежного. Верхняя часть свиты (около 300 *м*) по своему строению аналогична флишевой пачке окрестностей пос. Теи, а нижняя ее часть (300—350 *м*) представлена сходным же чередованием, но роль аргиллитов в сложении толщи здесь выше, и правильная ритмичность в них наблюдается не повсеместно. У основания свиты среди терригенных пород залегают редкие пласты серых доломитов. По минералогическому составу песчаники и алевролиты всего описанного разреза очень похожи на одноименные породы флишевой пачки р. Теи. Описанные породы с угловым несогласием, наблюдаемым непосредственно в обнажении, залегают на погорюйской свите рифея. Погорюйские кварциты и сланцы у контакта падают 190° ЮЗ ∠ 7—10°, а чividинские песчаники — 90° В ∠ 30°.

Выше по р. Чапе у устья Чividы на северо-восточном крыле развитой здесь антиклинали, несогласно на погорюйской свите залегает (снизу вверх):

1. Ритмичное чередование через 5—10 *см* (иногда и чаще) зеленовато-серых доломитистых алевролитов и аргиллитов (фиг. 22). В породах наблюдаются подводнооползневые складки, натечные нероглифы (фиг. 23) и иногда горизонтальная отсортированная слоистость (graded bedding). Соотношение аргиллитов и алевролитов по разрезу несколько колеблется, так что выделяются пакеты преобладания то той, то другой породы. Среди описанного переслаивания в нижней части пачки залегают редкие прослои доломитов, а у кровли появляются линзы серых песчаников, аналогичных описываемым в слое 2. Алевролиты состоят в основном из угловатых зерен кварца и полевого шпата; в подчиненном количестве встречаются обломки микрокварцитов, карбонатной породы, листочков слюды. Цемент глинисто-карбонатный и глинисто-хлоритовый, базальный. Мощность пачки 380—400 *м*.

2. Песчаники среднезернистые, кварцитовидные, часто косослоистые, толстослоистые, в нижней части чередующиеся через 0,4—0,8 *м* с прослоями 0,4—1,5 *м* серых

Фиг. 23. Иероглифы на нижней поверхности пласта алевролита в нижней части чividинской свиты по р. Чапе выше устья р. Чividы

аргиллитов. В подошве пластов песчаника иногда наблюдается галька (0,5—2 *см*) кварца и полевого шпата, реже кремня, серого кварцита и темных глинистых сланцев. На нижней поверхности напластования песчаников развиты крупные языковые и ребристые иероглифы; в породах широко развиты сложные подводнооползневые складки. Мощность 80 *м*.

3. Аргиллиты и алевролиты, близкие к слою 1, но окрашенные в грязный вишнево-красный цвет, в нижней части с прослоями серых глинистых тонкослоистых доломитов [1]. Мощность 60 *м*.

4. Валунно-галечные аргиллиты, состоящие в основном из неслоистого песчанистого аргиллита грязно-серого цвета, в котором рассеяны гравий, галька и валуны размером от долей до 40—60 *см* (фиг. 24). Большинство галек окатано, причем крупные из них, как правило, окатаны лучше мелких. В общем составе породы гальки играют подчиненную роль (обычно не более 15%) и распределены в ней неравномерно; они то редко рассеяны в глинистом матриксе, залегают поодиночке, то образуют неправильной формы скопления, а местами даже соприкасаются. Состоят гальки из следующих пород: светло-серых и палево-серых доломитов и доломитизированных известняков, иногда строматолитовых (эти породы преобладают в составе галек и слагают почти все наиболее крупные глыбы); светло-серых сахаровидных доломитов, темно-серых и черных глинистых известняков, обычно сильно пахнущих сероводородом; светло-серых и розоватых кварцитов; темных глинистых и филлитовидных сланцев; кремней, жильного кварца и иногда из различных изверженных и метаморфических пород — гнейсов, габбро, гранитов, амфиболитов.

Количественные соотношения перечисленных пород приведены в табл. 5.

В верхах пачки выделяется 50—70-метровый пласт грубозернистых песчаников, обладающих грубой косой слоистостью. В отдельных прослоях и линзах они обогащены тесно сгруженной галькой, размером 2—4 *см* (изредка до 25—30 *см*) тех же пород, что и в описанных аргиллитах. В песчаниках, по сравнению с аргиллитами возрастает роль галек терригенных пород и уменьшается количество карбонатных. В кровле пачки залегает 2-метровый пласт грубозернистых песчаников, почти лишенных гальки. От подстилающих валунно-галечных аргиллитов и от пород пятой пачки этот пласт отделяется четкими границами, не несущими, однако, никаких признаков перерыва. Общая мощность пачки 500 *м*.

5. Лежащая выше пачка сложена переслаиванием пластов в 4—6 *м* толстослоистых зеленовато-серых и серых мелкозернистых полимиктовых песчаников и пакетов в 1—2 *м* частого (через 10—20 *см*) чередования таких же песчаников, алевролитов и аргиллитов. По своему строению она аналогична флишевой пачке р. Теи. Мощность ее 200 *м*.

---

[1] Эти породы лучше всего обнажены в 4 *км* выше устья Чividы, на юго-западном крыле упоминавшейся антиклинали.

Фиг. 24. Валунно-галечные аргиллиты чивидинской свиты по р. Чивиде

Стратиграфически выше согласно залегают красноцветные песчаники немчанской свиты. Таким образом, общая мощность чивидинской свиты у устья Чивиды 1200 *м*.

При сравнении только что приведенного разреза с описанными ранее разрезами у пос. Теи и у устья Нойбы прежде всего бросаются в глаза их отличия. Между тем они имеют и много общего, что позволяет надежно увязать их между собой (см. фиг. 21). В кровле сравниваемых разрезов залегают красноцветные песчаники немчанской свиты, ниже которых в обоих случаях следует флишевая пачка. Ниже нее у устья р. Чивиды залегает мощная толща валунно-галечных аргиллитов, отсутствующая на востоке. Ее подстилает маркирующая пачка пестроцветных аргиллитов с прослоями доломитов, аналогичная той, которая по р. Тее у устья Нойбы лежит под флишевой пачкой. Сопоставление пестроцветных пачек рек Теи и Чапы подкрепляется тем, что ниже в обоих случаях залегают серые кварцитовидные песчаники и темно-серые аргиллиты. Мощность их по Тее гораздо больше, чем у устья Чивиды, в то время как соотношение мощности всей свиты в этих районах обратное. По-видимому, кварцитовидные песчаники р. Чапы представляют собой «язык» тех же пород, развитых в бассейне Теи, и соответствуют в какой-то мере лишь верхней части аргиллито-песчаниковой пачки. Ниже, у устья Чивиды, залегают ритмично-слоистые аргиллиты и алевролиты, которые по стратиграфическому положению могут быть сопоставлены с нижней частью аргиллито-песчаниковой пачки, кварцитовой и доломитовой пачками р. Теи. Этот вывод подкрепляется наличием в нижней части ритмично-слоистых аргиллитов и алевролитов прослоев доломитов, а в верхней — прослоев и линз кварцитовидных песчаников.

Таким образом, тейские разрезы чивидинской свиты хорошо сопоставляются с ее разрезом у устья Чивиды. Последний хорошо увязывается и с разрезом у устья ручья Таежного. В этом месте, по существу, вся свита сложена флишевым чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, в нижней части которой преобладают аргиллиты, а в верхней — алевролиты и песчаники. Нижняя алевролито-аргиллитовая часть чивидинской свиты у устья Чивиды также имеет четкую флишевую ритмичность. Еще более сближает сравниваемые части свиты наличие в их основании прослоев доломитов.

Приведенные данные показывают, что отложения чивидинской свиты на р. Чапе соответствуют всему объему этой свиты на р. Тее, несмотря на то, что по минералогическому составу, текстурным особенностям и по типу стратификации они стоят ближе всего лишь к верхней, флишевой пачке Теи. Именно это сходство и привело Н. С. Подгорную и А. Г. Гурьева в 1959 г. к выводу, что на р. Чапе присутствует лишь верхняя часть чивидинской свиты, отвечающая флишевой пачке р. Теи, и заставило их считать, что внутри этой свиты существует несогласие.

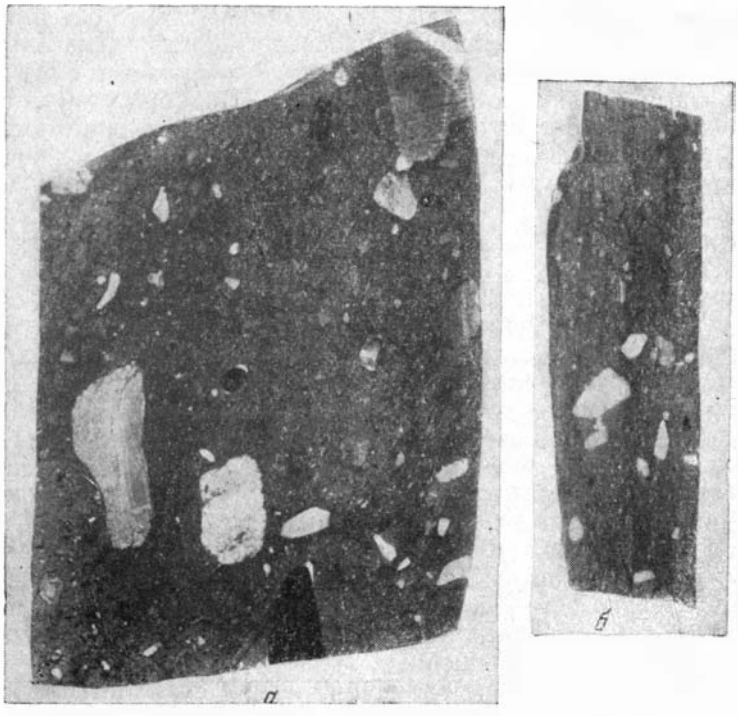
Изложенные данные проливают свет и на трактовку уволжского разреза чивидинской свиты и заставляют объяснить отсутствие в нем кварцитовой и аргиллито-песчаниковой пачек не размывом, как это иногда делают, а фациальными замещениями их полимиктовыми песчаниками и алевролитами с флишевой ритмичностью. Подобно этому отсутствие валунно-галечных аргиллитов по р. Тее и в нижнем течении Чапы можно связывать лишь с их фациальным замещением породами флишевой пачки. Об этом свидетельствует отсутствие следов перерыва в основании последней по р. Тее, согласное ее залегание на маломощной маркирующей пестроцветной пачке, а также флишевый характер всего разреза чивидинской свиты у устья ручья Таежного, в котором следы сколько-нибудь крупного размыва заведомо отсутствуют.

Описанные у устья Чивиды отложения вскрыты на северо-восточном крыле развитой здесь антиклинали. На ее юго-западном крыле по р. Чапе от устья ручья Крутяки до устья Чингасан вскрывается аналогичный, но несколько хуже обнаженный разрез свиты. Южнее, у устья Суктальмы ниже красноцветных песчаников немчанской свиты обнажается флишевая пачка, мощностью около 200 *м*, и подстилающие ее валунно-галечные аргиллиты, по внешнему виду аналогичные описанным у устья Чивиды; состав их галек отражен в табл. 5. Их видимая мощность около 200 *м*. Лежащая ниже часть чивидинской свиты срезана разломом. Еще выше по р. Чапе, у устья Большой Алманакан обнажаются лишь верхние 200—250 *м* свиты, представленные, как и в более северных разрезах, терригенным флишем. Нижняя часть свиты и здесь срезана тектоническим нарушением.

К юго-востоку от р. Чапы валунно-галечные аргиллиты прослеживаются на несколько километров вверх по рекам Чингасан и Чивиде и вскоре выклиниваются. Напротив, к северо-западу от названных участков количество этих пород в составе свиты увеличивается и по р. Вороговке они замещают собою уже весь объем свиты (см. фиг. 21).

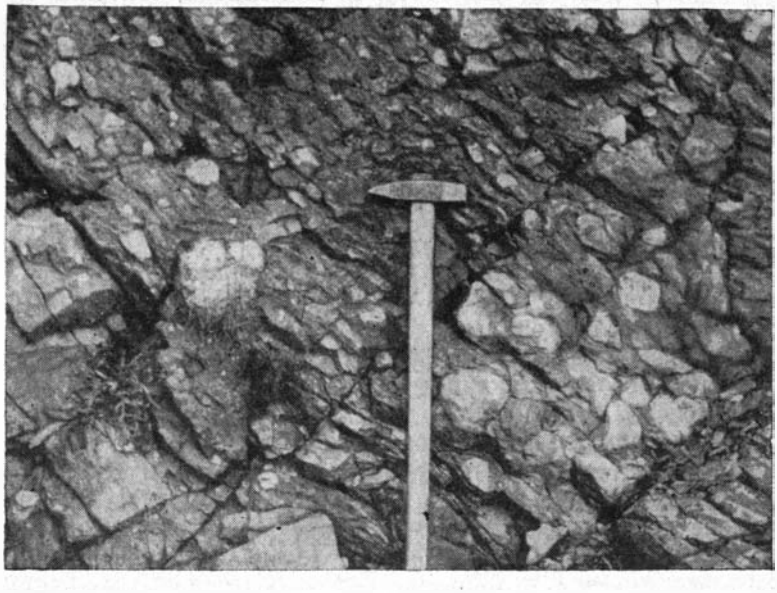
Валунно-галечные аргиллиты по р. Вороговке неоднократно описаны в литературе (Николаев, 1930; Чураков, 1933; Горяинова и др., 1954; Лунгерсгаузен, 1957; Кириченко и др.). Эти исследователи считали их тиллитами и все, за исключением И. Г. Николаева, относили к докембрию. Наши данные, полученные в 1957 г., подтвердили точку зрения И. Г. Николаева о фациальных связях этих образований с песчаниками и аргиллитами чивидинской свиты (с «граувакками» И. Г. Николаева) и позволили объединить их в одну свиту (Григорьев, Семихатов, 1958). В настоящее время этот вывод общепринят.

Строение валунно-галечных аргиллитов, обнажающихся по р. Вороговке почти непрерывно от устья третьего вниз от р. Оленьей правого притока на 40 *км* вниз по реке, наиболее полно отражено в статье В. Н. Григорьева и М. А. Семихатова (1958). Матрикс рассматриваемых пород, так же, как по р. Чапе, слагают в той или иной степени песчанистые аргиллиты (фиг. 25, *а, б*). В отличие от более восточных районов, они интенсивно рассланцованы и сильнее метаморфизованы. Окрашены аргиллиты в грязно-серые и заленовато-серые тона, и лишь иногда в них появляются участки фисташково-зеленого, коричневато-серого и блеклого красного цвета. Среди песчано-аргиллитовой массы рассеяны гальки и валуны разнообразных пород. Размер их колеблется в широких пределах, так что в одном обнажении удается наблюдать и гравий, и глыбы размером до 1,5—2 *м* и все переходные между ними разности. На р. Вороговке крупные глыбы встречаются чаще, чем по р. Чапе, а максимальный размер их значительно больше. Распределены гальки неравномерно. Чаще всего они составляют лишь 10—15% породы (фиг. 26), местами же, например в 2,5 и 0,5 *км* ниже устья Лиственной, почти отсутствуют (фиг. 27). В других местах, например в 1,4 *км* ниже устья Болотной,



Фиг. 25. Основная масса валунно-галечных аргиллитов чивидинской свиты по р. Вороговке.

а — параллельно сланцеватости, *б* — перпендикулярно сланцеватости. Пришлифовка, нат. вел.



Фиг. 26. Валунно-галечные аргиллиты чивидинской свиты по р. Вороговке

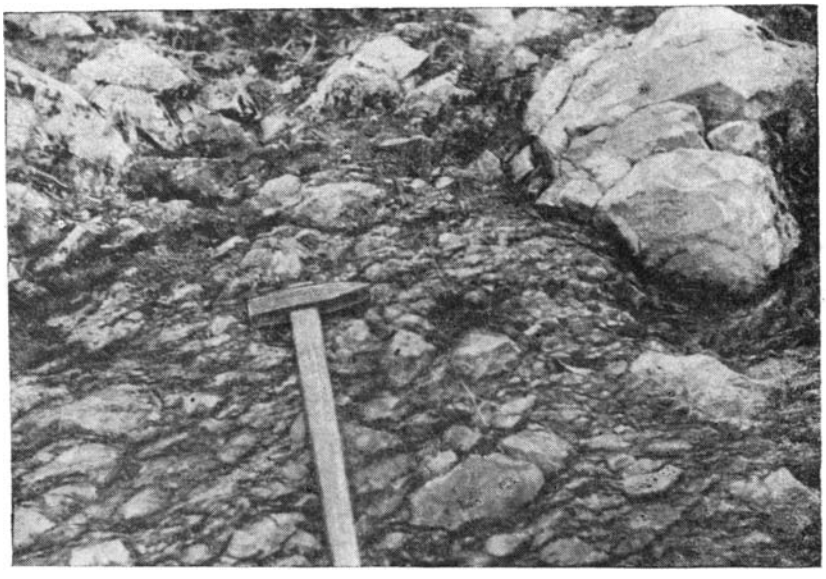
аргиллиты, напротив, сильно обогащаются гальками, которые иногда соприкасаются. Еще более неравномерно распределены крупные гальки и глыбы. Они встречаются лишь местами и залегают то в одиночку, то группами сразу по 3—5 штук, будучи обычно ориентированными примерно одинаково. В ориентировке мелких галек закономерности подметить не удается, но иногда видно, что они обогащают отдельные прослои.

Фиг. 27. Валунно-галечные аргиллиты чividинской свиты по р. Вороговке с малым количеством галек

Наиболее часто встречаются гальки размером в 2—5 *см*. Они полуокатаны, нередко угловаты, а иногда имеют вид обломков неправильной формы, лишь со слегка сглаженными краями (см. фиг. 25—27). Реже встречаются гальки размером до 20—30 *см*. Форма их также весьма различна — от довольно правильной эллипсоидальной до грушевидной и угловатой, но плохо окатанные обломки среди них встречаются относительно редко. Местами наблюдаются и более крупные глыбы (как правило, до 1,5—2, иногда 4—5 *м* в поперечнике). Количество их резко увеличивается в подошве свиты около останцов древнего рельефа, за счет разрушения которых они произошли (фиг. 28 и 29).

Большинство галек и почти все валуны сложены светло-серыми, палево-серыми и розоватыми, иногда строматолитовыми доломитами, реже разнообразными гранитами, и серыми биотитовыми и очковыми гнейсами. Наибольшее количество гранитных галек и глыб встречается по р. Вороговке, между устьями Болотной и Лиственной. Все неокатанные крупные глыбы сложены исключительно только что упомянутыми доломитами. В сложении более мелких галек наряду с ними встречаются светло-серые сахаровидные и розоватые песчанистые доломиты, черные и темно-серые глинистые известняки, сильно пахнущие при дроблении сероводородом, пелитоморфные полосчатые зеленовато-серые и вишневые известняки, кремни, жильный кварц, светло-серые, серые и розовые кварцитовидные песчаники и алевролиты, темные глинистые, глинисто-хлоритовые и филлитовидные сланцы, иногда кристаллические сланцы (двуслюдяные, кварцево-биотитовые, кварцево-полевошпатово-биотитовые и др.) и амфиболиты. О. П. Горяинова и Э. А. Фалькова, кроме того, указывают зеленокаменный туфопорфирит.

В большинстве случаев удается установить, за счет размыва каких свит произошли перечисленные гальки. Кристаллические сланцы и гнейсы, несомненно, принадлежат тейской и сухопитской сериям, филлитовидные и глинистые сланцы — удерейской свите, кварциты и алевролиты — погорюйской, полосчатые известняки — свите карточки. Светлые мелкозернистые доломиты, играющие основную роль в сложении галек, аналогичны доломитам джурской свиты, а встреченные в гальках граниты близки к рифейским татарско-аяхитинским и ногатинским гранитам Енисейского кряжа и т. д. Никаких экзотических пород в гальках не содержится.



Фиг. 28. Валунно-галечные аргиллиты в основании чивидинской свиты по р. Вороговке ниже р. Болотной

Представление о количественном распределении галек разного состава дает табл. 5. Из этой таблицы видно, что содержание галек разного состава подвержено значительным колебаниям. Относительная средняя ошибка, характеризующая изменяемость состава, для карбонатных пород достигает 12,6%, для кварцитов — 37%, для сланцев даже 43%. Особенно резко колеблется содержание изверженных пород.

В валунно-галечных аргиллитах признаки первичной слоистости (если они и были выражены) не сохранились из-за развития интенсивной рассланцовки. Лишь в нескольких местах по р. Вороговке среди них залегают нормально-слоистые породы. Так, в 4,5 *км* ниже устья Лиственной, примерно в средней части свиты на расстоянии 120 *м* друг от друга по мощности лежат две пачки тонкозернистых зеленовато-серых полимиктовых известковистых песчаников, мощностью 60 и 80—100 *м*. Нижняя пачка песчаников от валунно-галечных аргиллитов отделяется четкой пологоволнистой границей, но в нижних 0,8—1,0 *м* содержит неясно обособленные линзы галечных аргиллитов. Такие же песчаники, переслаивающиеся с зеленовато-серыми и грязно-вишневыми аргиллитами, образуют 50-метровую пачку в 5,5 *км* выше устья Болотной. Песчаники состоят из полуокатанных зерен кварца, более редких полевых шпатов (главным образом сильно кальцитизированных кислых плагиоклазов) и небольшого количества обломков основной массы основных эффузивов. Размер зерен 0,05—0,20 *мм*. Цемент глинисто-хлоритовый, поровый. В 6 *м* от основания верхней пачки песчаников в 4,5 *км* ниже р. Лиственной встречен 12-метровый пласт сильно измененных лито-кристаллокластических туфов основного и среднего составов. Такие же породы наблюдались нами в 2—4 *км* ниже устья Лиственной в виде маломощных прослоев в несколько более низких горизонтах свиты. Н. С. Подгорная и А. Г. Гурьев (1960), кроме того, указывают в 2,7 *км* ниже устья Лиственной прослои туфопесчаников, кристалло-витрокластических туфов и лито-витрокластических туфов кварцевых порфиров, а в 4.5 *км* ниже устья Лиственной — небольшой прослой спиллитоподобной миндалекаменной породы.

Таблица 5

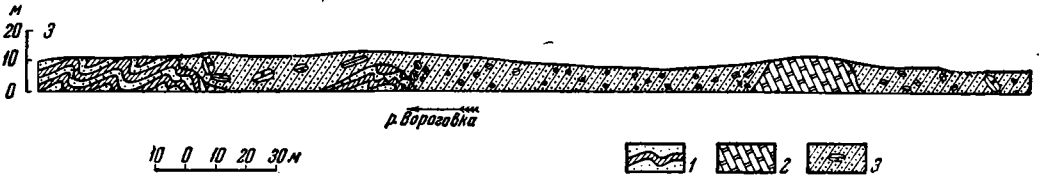
Состав галек валунно-галечных аргиллитов чividинской свиты (в %)

Пункты	Породы в гальках										
	Карбонаты						Кварциты	Глинистые и филлитовидные сланцы	Жильный кварц	Кремень	Изверженные породы
	Общая сумма	Светлые доломиты	Темные глинистые известняки	Зеленые и красные полосчатые известняки	Сахаровидные доломиты	Прочие					
Река Чапа											
Устье р. Чividы	73	46	16	5	6	—	10	2	2	3	9
2 *км* выше р. Суктальмы	59	Не подсчитывалось					20	13	8	—	—
Река Вороговка											
2 *км* выше р. Лиственной	74	45	14	3	11	—	19	8	—	—	—
700 *м* выше р. Лиственной	65	18	28	5	9	5	21	13	1	2	—
1,2 *км* ниже р. Лиственной	67	40	—	—	18	9	11	13	5	—	4
2,5 *км* выше р. Захребетной	64	46	6	—	12	—	22	8	—	—	4
4 *км* выше р. Болотной	61	33	—	3	21	4	24	10	—	—	5
4 *км* ниже р. Болотной	95	80	5	—	10	—	3	2	—	—	—
2,5 *км* выше траппового массива	52	46	6	—	—	—	30	18	—	—	—
Среднее арифметическое по рекам Вороговке и Чапе	67,8	—	—	—	—	—	18,0	9,7	1,7	0,6	2,4
Относительная средняя ошибка по р. Вороговке и Чапе	12,6	—	—	—	—	—	37,0	43,5	—	—	58,5
Река Большая Черная											
1 *км* выше ручья Большой	44	17	16	3	—	8	52	—	2	—	2
80 *м* ниже по реке	64	32	22	10	—	—	20	8	—	—	8
160 *м* ниже по реке	15	10	5	—	—	—	—	—	—	—	85
60 *м* ниже по реке	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100
Среднее арифметическое	56,4	—	—	—	—	—	18,0	7,3	0,9	0,4	16,5
Относительная средняя ошибка	32,2	—	—	—	—	—	56,4	—	—	—	147,0

Матрикс валунно-галечных аргиллитов состоит из глинистой, в той или иной степени известковистой массы, иногда с примесью хлорита, серицита и углистого вещества. В ней рассеяны различные по форме и размеру (см. фиг. 25, *а, б*) угловатые зерна кварца, полевых шпатов, листочки слюд и обломки тех же пород, что встречаются в гальках. Количество песчаной алевритовой фракции составляет 20—40% породы.

Непосредственный контакт чividинских валунно-галечных аргиллитов с лежащими ниже породами вскрыт на правом берегу Вороговки, в 2,5 *км* выше траппового массива, в 500 *м* выше избы Попова (фиг. 29). В нижнем по течению конце обнажения выступают отложения погорюйской свиты — филлитовидные темные сланцы с прослоями кварцитов, смятые в мелкие асимметричные складки. На них по резкой пологоволнистой границе налегают валунно-галечные аргиллиты чividинской свиты. Как видно на рисунке, те же породы погорюйской свиты в 50 *м* от основных их выходов образуют изолированный останец высотой в

несколько метров и длиной около 20 *м*, целиком перекрытый аргиллитами чивидинской свиты. Обращает на себя внимание, что в описываемом обнажении валунно-галечные аргиллиты, по сравнению с другими местами, резко обогащены гальками удерейских кварцитов и сланцев (см. табл. 5). В 120 *м* выше по реке среди валунно-галечных аргиллитов выходит второй останец размером 10 × 30 *м* с крутыми, почти вертикаль-



Фиг. 29. Зарисовка обнажения на правом берегу р. Вороговки у избы Попова, по В. Н. Григорьеву и М. А. Семихатову (1958).

1 — останцы кварцитов и сланцев погорюйской свиты; *2* — останцы доломитов джурской свиты; *3* — рассланцованные валунно-галечные аргиллиты чивидинской свиты

ными боковыми стенками, который сложен массивными светлыми доломитами. Крупные отдельные глыбы таких доломитов встречаются и в окружающей толще аргиллитов. Значительно более крупные останцы подобных доломитов можно наблюдать по р. Вороговке, в 4 *км* ниже устья Болотной. Один из них прослеживается по бичевнику на 340 *м* и возвышается над урезом воды на 25—30 *м*. Контакт чивидинской свиты с ним не вскрыт. Другой останец вскрыт на площади 60 × 100 *м* и почти не выдается над урезом воды. Он окружен шлейфом крупных (до 5—6 *м*), совершенно не окатанных глыб, валунов и галек, представленных почти исключительно доломитами (табл. 5). В этом обнажении глыбы тесно соприкасаются, промежутки между ними заполнены более мелкими обломками, и на долю цементирующих аргиллитов приходится лишь незначительная часть породы (см. фиг. 28).

О характере залегания описываемых отложений можно судить лишь по косвенным данным, так как первичная слоистость в них совершенно замаскирована интенсивной сланцеватостью. Направление последней хорошо выдерживается по всей Вороговке близким к меридиональному (простирание 240—270°), с падением под углом 60—70° обычно в западном направлении. Обратные падения сланцеватости наблюдаются лишь местами. Сланцеватость, в общем случае, как показали В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов (1958) и Н. С. Подгорная и А. Г. Гурьев (1960), не совпадает со слоистостью. Наиболее отчетливо это устанавливается по р. Вороговке у избы Попова, где развитая в валунно-галечных аргиллитах сланцеватость сечет под углом 50—60° поверхность раздела погорюйской и чивидинской свит (см. фиг. 29), а также по р. Вороговке в 3,5 *км* ниже р. Захребетной, в 6,8 *км* ниже р. Лиственной, у устья р. Болотной и в других местах, где среди валунно-галечных аргиллитов наблюдаются прослои песчаников и алевролитов, ориентированные косо по отношению к сланцеватости. Отсутствие надежных замеров элементов залегания и дополнительные складки, фиксируемые по прослоям песчаников среди аргиллитов, затрудняют определение мощности свиты и установление ее послойного разреза. Исходя из ряда графических построений, Н. С. Подгорная и А. Г. Гурьев (1960) установили следующую последовательность напластования описанных выше пород (снизу вверх):

1. Валунно-галечные аргиллиты [1]. Мощность 120—180 *м*.
2. Валунно-галечные аргиллиты с прослоями туфов кварцевых порфиров и туфопесчаников. Мощность 100—130 *м*.

[1] Н. С. Подгорная и А. Г. Гурьев называют их конгломерато-брекчиями.

Фиг. 30. Валунно-галечные аргиллиты чивидинской свиты. по р. Большая Черная

3. Песчаники полимиктовые и туфопесчаники. Мощность 60—70 *м*.
4. Валунно-галечные аргиллиты с прослоями полимиктовых песчаников, туфопесчаников, туфов и спиллитоподобных миндалекаменных пород. Мощность 100 *м*.
5. Песчаники полимиктовые. Мощность 80—100 *м*.
6. Валунно-галечные аргиллиты. Мощность 180—220 *м*.

Суммарную мощность описанных пород названные геологи оценивают в 600—800 *м*, однако, нам кажется, нет полной уверенности в том, что в приведенном разрезе не повторены дважды некоторые одновозрастные, но разнофациальные пачки.

По р. Вороговке крайние западные выходы валунно-галечных аргиллитов наблюдаются в 1—1,5 *км* выше того места, где река с востока входит в траппповый массив. У западного края последнего, в бассейне Рыбной, чивидинская свита в разрезе отсутствует, и непосредственно на пенченгинскую свиту с угловым несогласием налегают отложения немчанской свиты (см. фиг. 21, 31).

К северу от реки Вороговки чивидинская свита выходит на поверхность в верховьях Б. Черной, на северном склоне хр. Сырой. Здесь несогласно на погорюйских кварцитах залегает толща частого чередования зеленовато-серых и оливковых алевролитов и аргиллитов, которая отличается от нижней пачки чивидинской свиты по реке Чапе у устья Чивиды, по существу, лишь заметной рассланцованностью пород. Видимая мощность толщи 500—600 *м*. Более высокие горизонты свиты здесь скрыты под обширными болотами в верховьях Большой Черной. Их можно наблюдать ниже по р. Большая Черная у устья ручья Большой. Отделяясь от докембрия разломом, здесь обнажаются (снизу вверх):

1. Алевролиты зеленовато-серые, известковистые, в нижней части часто чередующиеся с такими же аргиллитами, а в верхней — с неясно обособленными линзами, прослоями и пластами мелко- и среднезернистых полимиктовых зеленовато-серых песчаников. Песчаники обычно обогащены мелкой (до 3—4 *см*) полуокатанной галькой светлых кварцитов (56%) и различных карбонатных пород (44%), количество которой вверх по разрезу возрастает. Видимая мощность 120 *м*.
2. Без резких границ — грязно-серые валунно-галечные аргиллиты, аналогичные описанным по р. Чапе (фиг. 30). Видимая мощность 100—150 *м*.

В сложении галек и глыб в рассматриваемой толще участвуют те же породы, что и по рекам Чапе и Вороговке, но соотношение отдельных их

типов подвержено еще более резким колебаниям (см. табл. 5). Особенно интересно изменение роли изверженных пород (почти исключительно гранитов). В верхнем по течению конце обнажения они составляют всего 2% галек, что близко к среднеарифметическому для этих пород, вычисленному для рек Чапы и Вороговки. В 80 *м* ниже по реке (примерно 40—50 *м* по мощности вверх по разрезу) они уже составляют 8%. Далее вниз по реке по простиранию свиты количество гранитов и гранодиоритов возрастает крайне быстро и в 220 *м* от точки наблюдения 314 они составляют 100% от общего числа обломков. Валунно-галечные аргиллиты здесь окрашены в оранжевый цвет, а отдельные глыбы гранита достигают 4—6 $м^3$ и местами тесно сгружены. Несколько выше по р. Большой Черной видно, что грубообломочный материал приурочен к отдельным 1—2-метровым слоям, разобщенным аргиллитами, почти лишенными галек и глыб.

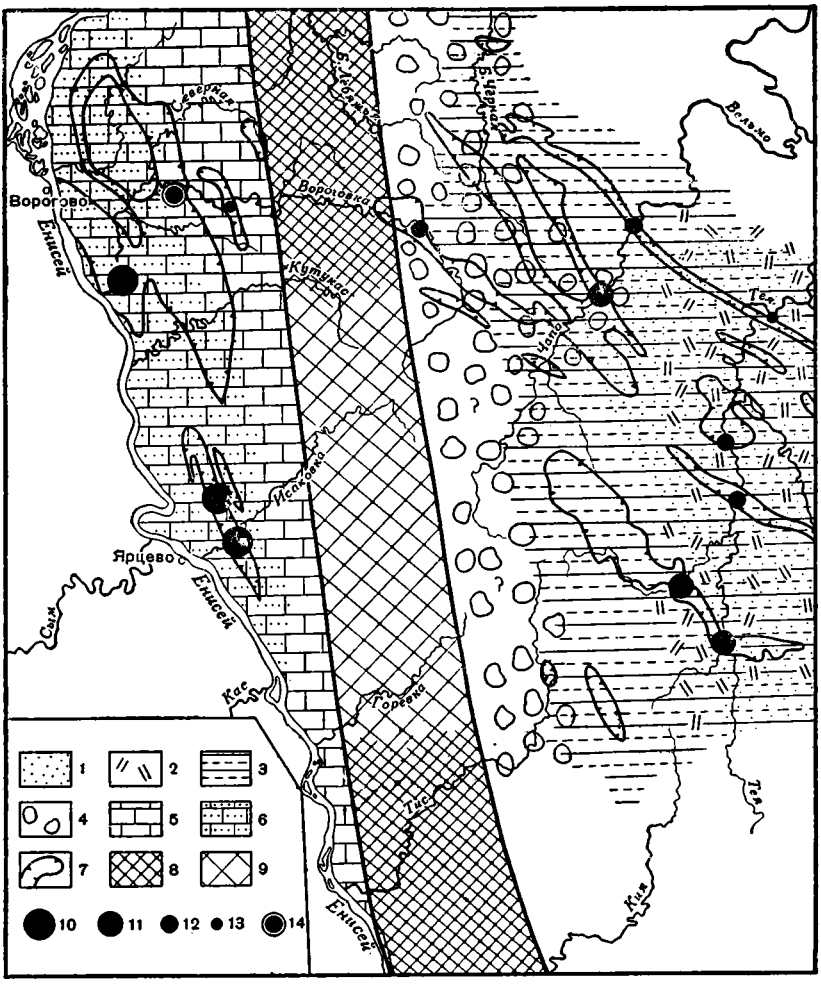
К западу от р. Большой Черной чividинская свита неизвестна; в бассейне Большой Лебяжьей на докембрий налегают более молодые свиты — немчанская и лебяжинская (фиг. 31), а к северу от рассмотренных разрезов отложения алданского яруса скрыты под более молодыми свитами.

Крайний южный пункт распространения чividинской свиты расположен в верховьях Тиса. Здесь по р. Олёнке, несогласно на удерейской свите, по данным И. Г. Николаева (1930), залегают породы, аналогичные валунно-галечным аргиллитам Вороговки. Ниже по р. Тис прямо на докембрий налегает немчанская свита.

Приведенные данные о строении чividинской свиты показывают, что непосредственно к востоку от области трансгрессивного залегания немчанской и лебяжинской свит располагается полоса распространения валунно-галечных аргиллитов чividинской свиты (фиг. 31). Наибольшей ширины (более 50 *км*) она достигает в междуречье Чапы и Вороговки, а с юга на север прослеживается более, чем на 150 *км*. К востоку от этой полосы, частично перекрывая ее, наблюдается обширное поле распространения флишевых отложений чividинской свиты, охватывающее главным образом бассейн Чапы, Уволги и Тейско-Чапское междуречье. Далее к востоку, в верховьях Теи, флишевые отложения в нижней своей части замещаются доломитами, а в средней кварцитовидными песчаниками и аргиллитами, лишенными флишевой ритмичности и носящими следы отложения в большом мелководье. В нижнем течении Теи происходит дальнейшее развитие такого замещения, и здесь признаки флишевой ритмичности в сильно подавленном виде наблюдаются лишь в верхней части свиты. Параллельно с изменением типа стратификации происходит изменение состава песчаников и алевролитов с резко полимиктовых, плохо окатанных разнозернистых во флишевых толщах, на почти исключительно кварцевые (с небольшой примесью каолинизированных полевых шпатов), хорошо окатанные, отсортированные в песчано-аргиллитовой толще.

Мощность свиты также сильно изменчива (см. фиг. 21 и 31). Она возрастает от нулевых значений в области трансгрессивного залегания немчанской и лебяжинской свиты до 600—800 *м* в верховьях Вороговки и 1000—1200 *м* в среднем течении Чапы и верховьях Теи и Уволги. Параллельно с ростом мощности всей свиты мощность валунно-галечных аргиллитов сокращается от 600—800 *м* до нуля. Далее к востоку мощность свиты вновь сокращается до 800—900 *м* у пос. Теи, 600—700 *м* у ручья Таежного и всего лишь 200 *м* — у о-ва Талого.

Исключительный интерес представляют собою валунно-галечные аргиллиты чividинской свиты. Как уже говорилось, большинство исследователей, вслед за И. Г. Николаевым (1930), считали их тиллитами. Детальное изучение этих пород, проведенное В. Н. Григорьевым и М. А. Семихатовым (1958), позволило отвергнуть гипотезу о их ледниковом происхождении и прийти к выводу о том, что они представляют собой



Фиг. 31. Схема размещения типов разрезов чividинской и вороговской свит.

1—4 — чividинская свита: *1* — аргиллиты и кварцевые песчаники в нижней (на востоке и в верхней) части свиты, *2* — доломиты в основании свиты, *3* — терригенный флиш (на востоке только в верхней части свиты), *4* — валунно-галечные аргиллиты; *5—6* — вороговская свита: *5* — песчанистые известняки с пачкой доломитов в основании свиты, *6* — граувакковые песчаники в нижней и песчанистые известняки в верхней части свиты; *7* — область современного распространения чividинской и вороговской свит (схематизировано); *8* — область трансгрессивного залегания на рифее немчанской и лебяжинской свит; *9*— то же, предполагаемое; *10—14* — мощность отложений: *10* — более 1500 *м*, *11* — 1000—1500 *м*, *12* — 500—1000 *м*, *13* — менее 500 *м*, *14* — неполный разрез

своеобразный морской пролювий, который накопился у подножий скалистых уступов кордильеры и затем был перемещен на значительное расстояние подводными оползнями и суспензионными потоками.

Чividинская свита, как уже указывалось, выделена нами (Григорьев, Семихатов, 1958) из состава чапинской свиты. Ранее породы этой свиты в различных районах их распространения описывались под разными наименованиями и нередко относились к разновозрастным образованиям.

По стратиграфическому объему к чividинской свите наиболее близки «граувакки» И. Г. Николаева (1930). Геологи ВАГТ, кроме описанных выше пород, к нижней толще чапинской свиты относили породы лопатинской свиты, а валунно-галечные аргиллиты (тиллиты) считали более древними и относили их к докембрию. О. А. Глико (1957) рассматривае-

мые породы описывал в составе верхней свиты уволжского комплекса, к нижней свите которого он относил по р. Уволге нижнюю часть чивидинской свиты, а по Чапе — погорюйскую свиту. В состав верхней свиты этого комплекса в разных районах также всключались разновозрастные образования. Это заставило нас отказаться от упомянутого названия.

Г. И. Кириченко бо́льшую часть пород чивидинской свиты описывал в составе чапинской свиты, а в последние годы — оселочной свиты (по аналогии с Северным Присаяньем). В то же время валунно-галечные аргиллиты (тиллиты) Вороговки и чивидинские породы в районе устья Суктальмы он включал в состав чингасанской серии, относимой им к синию. Впоследствии Г. И. Кириченко (1956_1, 1958_2) выделил в составе чингасанского комплекса краснореченскую свиту (тиллиты) и суктальминскую свиту (гравелиты, кварциты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями мраморизованных известняков), соотношения между которыми остались не выясненными. Нашими работами была доказана одновозрастность пород названных двух свит Г. И. Кириченко. Таким образом, суктальминская и краснореченская свиты и чингасанский комплекс стали синонимами. Поэтому, чтобы не вкладывать в одни и те же названия разный стратиграфический смысл, мы были вынуждены для выделенной нами свиты применить новое название — чивидинская. В последнее время Г. И. Кириченко под названием чингасанского комплекса понимает лопатинскую (карагасскую, по Г. И. Кириченко) и чивидинскую (оселочную) свиты.

Вороговская свита

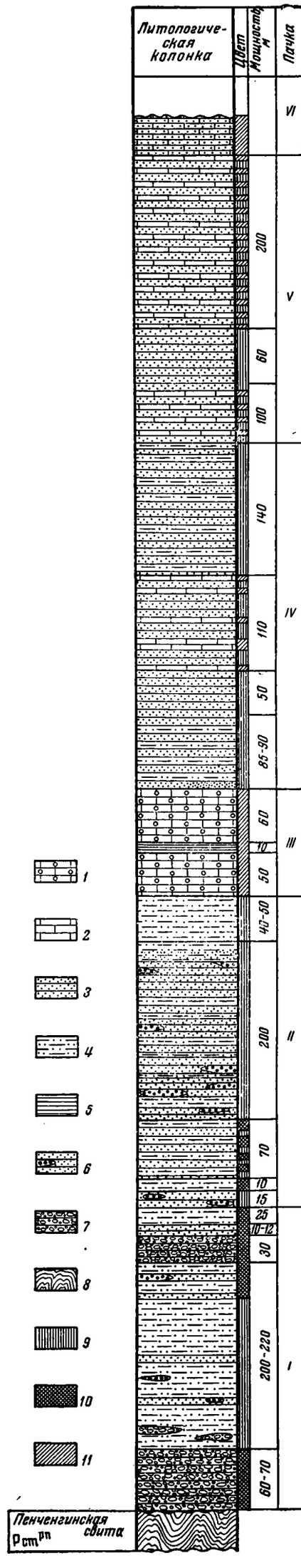
И. Г. Николаев (1924) под названием вороговской свиты (формации) выделил в бассейне Вороговки и Исаковки толщу терригенно-карбонатных серо- и красноцветных отложений, несогласно залегающих на докембрии. О. П. Горяинова и Э. А. Фалькова в 1950 г. расчленили эту свиту на две, оставив за нижней сероцветной ее частью название вороговской. В таком объеме эта свита укоренилась в литературе и принимается нами.

Вороговская свита пользуется широким распространением на правобережье Енисея в бассейне Порожихи, Вороговки, Кутукаса, Нижней и Верхней Сурнихи и Исаковки (см. фиг. 18 и 40).

На подстилающих отложениях вороговская свита залегает с угловым несогласием и глубоким размывом. Наиболее восточный ее разрез вскрыт по р. Вороговке у устья Малой Северной. Здесь она залегает на кальцитово-биотитово-кварцевых сланцах пенченгинской свиты и, хотя непосредственный контакт свит не вскрыт (перерыв в обнажении 2,5 *м*), несогласие между ними устанавливается отчетливо. Пенченгинские сланцы у контакта падают 270° З ∠ 75—80°, а базальные горизонты вороговской свиты — 240° ЮЗ ∠ 68—70°.

В составе вороговской свиты здесь выделяются три пачки (см. фиг. 21). Нижняя из них, мощность 55 *м*, сложена светло-серыми тонкозернистыми песчанистыми доломитами, иногда оолитовыми. В нижних четырех метрах они тонкослоистые, с прослоями в 5—10 *см* конгломератов и конгломерато-брекчий с мелкой (0,5—2 *см*) плохо окатанной галькой и обломками кварца и кристаллических сланцев (кальцитсодержащих кварцево-эпидотовых, кварцево-мусковитовых и др.). Выше доломиты толстослоистые или массивные, нередко брекчированные, с прослоями серых слюдистых аргиллитов. Песчаная примесь в доломитах составляет 10—15% породы и представлена неокатанными зернами кварца, иногда листочками мусковита и единичными обломками сильно карбонатизированных кварцево-мусковитовых сланцев.

Выше залегает пачка чередования светло-серых и коричневато-серых афанитовых и тонкозернистых известняков с голубовато- и зеленовато-серыми полимиктовыми известковистыми песчаниками. В нижней части



Фиг. 32. Строение нижней части вороговской свиты в приустьевой части р. Вороговки.

1 — оолитовые известняки; *2* — песчанистые известняки; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5* —аргиллиты; *6* — песчаники с линзами гравелитов; *7* — конгломераты; *8* — породы пенченгинской свиты; *9*— *11*— цвет пород: *9* — оливковый, зеленовато-серый, *10* — красно-бурый, вишневый, *11* — темно-серый, черный

пачки породы чередуются через 5—15 *см*, а в верхней пласты песчаников и известняков достигают 1—1,5 *м*. Внутри известняков обычно наблюдаются тонкие (1—10 *мм*) линзы и прослойки песчанистого известняка, что придает породе характерную полосчатость. Песчаники состоят из плохо окатанных зерен кварца, более редкого кислого плагиоклаза (ряд альбит-олигоклаз), обломков основной массы эффузивов и небольшого количества листочков слюд и обломков микрокварцита. Цемент известковый базальный, иногда поровый. Песчаная примесь в известняках представлена в основном кварцем и небольшим количеством слюды. Мощность пачки 200—220 *м*.

Венчает разрез вороговской свиты 250—300-метровая пачка таких же, как и ниже, песчанистых полосчатых известняков, лишенная толстых прослоев песчаника. В верхних 30—35 *м* породы брекчированы. Общая мощность вороговской свиты у устья Малой Северной — 500—550 *м*. Выше с постепенным переходом залегают доломиты немчанской свиты.

К западу от приведенного разреза вороговская свита вскрывается лишь в 10 *км* выше устья Северной, где она выступает в ядре антиклинали. В ее составе здесь выделяются те же три пачки, что в только что приведенном разрезе, но мощности их несколько больше (см. фиг. 21), а роль песчаников в сложении средней пачки свиты выше, чем у устья Малой Северной. Отдельные их пласты достигают здесь 12 *м*.

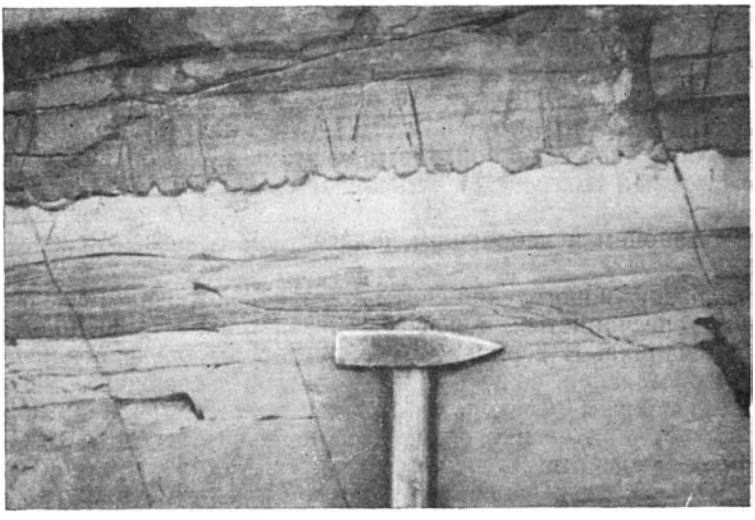
На восточном крыле упомянутой антиклинали верхние горизонты вороговской свиты срезаны по небольшому разлому. Западное крыло антиклинали осложнено довольно сложной складчатостью высшего порядка, благодаря чему породы верхней пачки вороговской свиты протягиваются далеко вниз по реке, хорошо выдерживая свой состав. Лишь у устья р. Северной они скрываются под согласно налегающими на них доломитами немчанской свиты и вновь выходят на поверхность в 3 *км* выше устья р. Михеевой. Здесь удается наблюдать только верхние 150—200 *м* этой пачки, так как лежащая ниже часть вороговской свиты срезана по крупному разлому.

Несколько ниже по реке в отдельном тектоническом клине наблюдается 60-метровая пачка красно-бурых и зеленовато-серых конгломератов с плохо окатанной галькой и обломками размером 0,5—3 *см* кварцево-хлоритовых, хлоритово-серицитовых, кварцево-альбитово-хлоритовых и других сланцев и более редких кварцитов и кварца. Эти конгломераты залегают на кварцево-альбитово-хлоритовых сланцах пенчегинской свиты и в ближайших к ним выходах падают по азимуту 80° СВ под углом 18°. Обнажающиеся в 36 *м* ниже по реке пенчегинские сланцы падают 50° СВ ∠ 32—40°. Вверх по разрезу конгломераты постепенно переходят в зеленовато-серые известковистые алевролиты, в нижней части которых содержатся пласты таких же конгломератов. По-видимому, эти породы следует относить к базальным слоям вороговской свиты.

Наиболее сложно построен разрез вороговской свиты в приустьевой части р. Вороговки, в 7 *км* ниже устья Михеевой. Здесь в общем виде в составе свиты (фиг. 32) выделяются следующие пачки (снизу вверх):

1. Алевролиты в нижней части зеленовато-серые и вишнево-красные — в верхней, глинистые, тонкослоистые, полосчатые, с прослоями в 0,2—0,5 *м* и отдельными пачками зеленовато-серых и вишневых разнозернистых, иногда гравийных косослоистых песчаников. В верхней части 30-метровый пласт конгломератов с плохо окатанной галькой кварца и редких кристаллических сланцев и кварцитов размером от 0,2 до 4—5 *см*. Мощность 300—350 *см*.

Контакт пенчегинской свиты и этой пачки не вскрыт. Под нею, по-видимому, лежат описанные выше конгломераты с галькой кристаллических сланцев, так как алевролиты, перекрывающие эти конгломераты, не отличимы от алевролитов, залегающих в основании описываемой пачки. В сложении алевролитов, песчаников и гравелитов преобладают полуокатанные и угловатые зерна кварца и обломки кварцево-хлоритовых и хлоритово-серицитовых сланцев. В подчиненном количестве встречаются обломки микрокварцитов, листочки мусковита, редкие зерна полевых шпатов. Цемент



Фиг. 33. Характер переслаивания известняков и песчаников в вороговской свите в приустьевой части р. Вороговки

глинисто-хлоритовый, поровый. Красно окрашенные разности пород в составе цемента содержат большое количество гидроокислов железа.

2. Песчаники зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, полимиктовые, с линзами кварцевых гравеллитов и прослоями и пачками мощностью до 10 *м* и более (в кровле до 50 *м*) зеленовато-серых, а в основании и вишневых алевролитов. По сравнению с песчаниками лежащей ниже пачки описываемые породы отличаются большей ролью в их сложении полевых шпатов и меньшим количеством обломков метаморфических сланцев, которые вверх по разрезу постепенно исчезают. Одновременно, наряду с глинисто-хлоритовым цементом, появляется кальцитовый. Мощность около 350 *м*.

3. Известняки темно-серые, онколитовые, тонкослоистые, полосчатые за счет неравномерного обогащения песчаной примесью, с многочисленными прослоями и линзами черных тонкозернистых известняков и отдельными прослоями черных слюдистых алевролитов. Мощность 120 *м*.

4. Песчаники зеленовато- и голубовато-серые полимиктовые, мелкозернистые, известковистые, разделенные на пласты в 2—5 *м* в нижней и 15—20 *м* в верхней части прослоями в 2—5 *м* зеленовато-серых тонкослоистых алевролитов, а в средней части — прослоями темно-серых глинистых известняков. В низах пачки — монолитный 50-метровый пласт такого же песчаника. По составу песчаники аналогичны описанным у устья Малой Северной. В некоторых шлифах встречается фосфатсодержащий минерал (до 5—7%). Мощность 400 *м*.

5. Переслаивание таких же, как и ниже, песчаников и серых полосчатых тонкозернистых известняков. И те и другие породы образуют прослои в 0,5—1,5 *м*, и лишь один пласт песчаника достигает 60 *м*. Нижняя граница прослоев песчаника резкая, иногда неровная: вверх песчаники постепенно переходят в известняки (фиг. 33). Мощность 350—400 *м*.

6. Известняки светло-серые, тонкозернистые, неравномерно обогащенные песчаным материалом, который концентрируется в линзовидных и четковидных прослоях толщиной от 0,1 до 1,5—2 *см*, вытягивающихся в одну линию. Такие прослои расположены обычно через 0,5—5 *см*, но иногда сливаются воедино или сгущаются, образуя слои в 10—30 *см*. Видимая мощность описанной пачки 250 *м*.

Более высокие части разреза вороговской свиты наблюдаются у устья Сухой. Здесь выступают 60-метровый пласт песчаника, описанный в слое 5, вышележащая часть пачки переслаивания известняков и песчаников и пачка полосчатых известняков. Ее мощность здесь около 2000 *м*. Таким образом, мощность вороговской свиты у устья Вороговки — 3600—3800 *м*. По правому берегу Енисея против устья Дубчес она согласно перекрывается доломитами немчанской свиты.

Верхняя пачка описанного разреза по составу пород, их текстурным особенностям и стратиграфическому положению соответствует верхней

пачке вороговской свиты района рек Северной и Малой Северной (см. рис. 21). Средняя, терригенно-карбонатная часть свиты приустьевой части Вороговки (слои 3—5), по-видимому, соответствует средней пачке свиты разреза у устья Северной. Это сопоставление кажется более убедительным, если вспомнить, что количество терригенного материала в средней пачке свиты увеличивается к западу от устья Малой Северной. Строение нижней части вороговской свиты в среднем и нижнем течении Вороговки резко отлично. Возможно, что 700-метровая толща терригенных пород, залегающая в основании свиты у устья Вороговки, соответствует не только 50-метровой базальной доломитовой пачке района Малой Северной, но включает и более низкие горизонты кембрия, отсутствующие на востоке (Григорьев, Семихатов, 1961). Это предположение подкрепляется тем, что песчаники с большим количеством обломков подстилающих пород и глинисто-хлоритовым цементом, характерные для низов вороговской свиты в западном разрезе, не встречаются в восточных ее разрезах. Песчаники, залегающие здесь в нижней части свиты, аналогичны песчаникам средней, терригенно-карбонатной части вороговской свиты у устья Вороговки.

К северу от Вороговки, по правому берегу Енисея, выше устья Порожихи, вскрываются пачка переслаивания известняков и песчаников и пачка известняков. К югу от р. Вороговки свита вскоре срезается разломом и вновь выступает на поверхность в междуречье Нижней и Верхней Сурнихи. Лучший ее разрез здесь наблюдается по р. Исаковке, выше урочища Красная Горка. Несогласно на кварцево-биотитовых сланцах и эпидотизированных основных интрузивах докембрия залегают (снизу вверх):

1. Конгломераты красно-бурого и грязного вишнево-красного цвета, содержащие уплощенные гальки размером от долей сантиметра до 3—4 *см* (обычно 0,5—1,0 *см*) эпидотовой породы, кварцево-серицитовых, кварцево-хлоритовых и кварцево-биотитовых сланцев (в своем большинстве прокрашенных с поверхности в бурые тона) и очень редко кварцита. Мощность 60—80 *м*.

2. Песчаники темного вишнево-красного цвета, полимиктовые, мелкозернистые, тонкослоистые, с редкой рассеянной галькой метаморфических сланцев. Песчаники состоят из полуокатанных и угловатых обломков метаморфических сланцев, зерен эпидота и кварца, скрепленных поровым глинисто-хлоритовым цементом с большим количеством гидроокислов железа. Мощность 100—150 *м*.

3. Ритмичное чередование гравелитов, разнозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов и иногда аргиллитов, образующих простые ритмы мощностью 0,5—1,5 *м*. Первый элемент ритма — гравелиты — от лежащих ниже пород отделяется резкой границей, а вверх постепенно переходят сперва в грубо-, а затем в мелкозернистые песчаники, которые в свою очередь постепенно сменяются алевролитами, а затем иногда и аргиллитами.

Гравелиты состоят из плохо окатанных зерен размером от долей до 10—15 *мм* (обычно 2—5 *мм*) кварца, большого количества полевых шпатов (главным образом, микроклина), а также обломков микрокварцитов, кварцево-хлоритовых и серицитово-кварцевых сланцев, иногда обломков гнейсов (кварцево-микроклинового состава), зерен эпидота и листочков слюды. Цемент поровый глинисто-известковистый, с хлоритом, местами кварцевый регенерационный. Песчаники и алевралиты по составу отличаются от гравелитов лишь, меньшими количествами обломков пород. В средней части пачки тонкие пласты известняков. Мощность пачки 400 *м*.

4. Песчаники голубовато- и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые, с прослоями в 0,5—1,5 *м* таких же алевролитов и аргиллитов, а в основании — и линзами таких же, как и ниже, гравелитов. По минералогическому составу песчаники близки к породам слоя 3. Мощность 180—200 *м*.

5. Известняки серые, полосчатые за счет неравномерного распределения терригенного материала, аналогичные описанным у устья Вороговки (фиг. 34). Мощность 1600—1800 *м*.

Общая мощность вороговской свиты по Исаковке 2500—2700 *м*. Выше согласно залегают доломиты немчанской свиты.

По р. Столбовой в разрезе свиты, по данным Ф. П. и Е. К. Ковригиных, сохраняется та же последовательность пород. Нижние 200 *м* свиты и здесь сложены красноцветными породами, но, в отличие от р. Исаков-

Фиг. 34. Полосчатые песчанистые известняки верхней части вороговской свиты по р. Исаковке

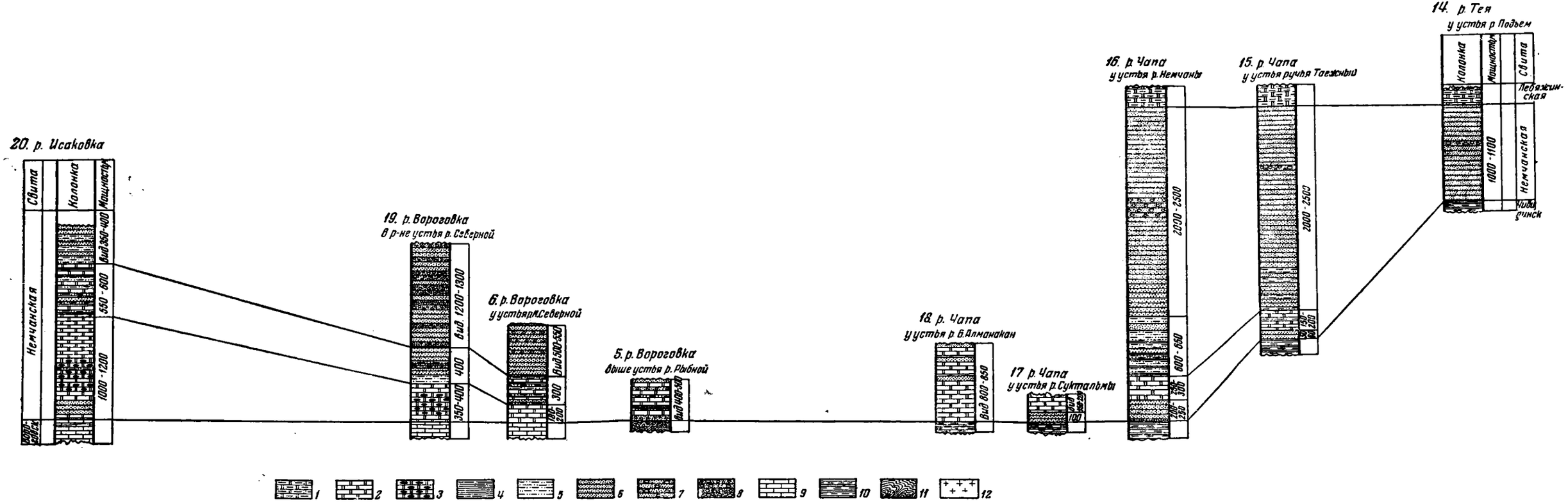
ки, они представлены не конгломератами и песчаниками, а чередованием 20—30-метровых пачек песчаников, гравелитов и алевролитов с прослоями песчаников.

Приведенный разрез вороговской свиты прекрасно увязывается с ее разрезом в приустьевой части р. Вороговки (см. фиг. 21) и отличается от него, по существу, лишь бо́льшим количеством гравелитов в средней части свиты.

Ранее породы вороговской свиты описывали в составе кембро-силурийских (Николаев, 1924, 1930) и нижнекембрийских (Вербицкая, Апенко и др.) отложений. В качестве самостоятельного подразделения свиту впервые выделили О. П. Горяинова и Э. А. Фалькова и отнесли ее к докембрию, ссылаясь на несогласное, по их мнению, налегание на нее красноцветных песчаников чапинской (порожихинской) свиты [1] нижнего кембрия. Позднее мнение о докембрийском возрасте вороговской свиты разделило большинство исследователей Енисейского кряжа (Глико, 1957; Кириченко, 1955; Лесгафт, 1958 и др.). В то же время нижнюю толщу чапинской свиты, в общем отвечающую чividинской свите, названные геологи помещали в разрезе выше вороговской свиты и относили к кембрию.

Полученные нами данные позволили высказаться против этого мнения и привести доводы в пользу параллелизации вороговской свиты с чividинской и лопатинской (Григорьев, Семихатов, 1958, 1961; Семихатов, 1959_2). Позднее к такому же выводу пришли Г. И. Кириченко, Е. К. Ковригина и Ф. П. Ковригин (1960 и др.). Действительно, вороговская свита, развитая к западу от антиклинория хр. Карпинского, так же, как чividинская и лопатинская свиты, развитые к востоку от него, залегает в основании трансгрессивной серии отложений и знаменуют собою начало нового цикла осадконакопления. Ввиду близости районов распространения этих свит можно предположить, что на востоке и на западе этот цикл начался одновременно. Вверх по разрезу вороговская свита, как и чividинская, постепенно переходят в отложения немчанской свиты. Таким образом, стратиграфическое положение этих свит одинаково. Кроме того, в пользу их сопоставления говорит следующее: 1) состав терригенного материала и текстуры пород в сравниваемых свитах крайне близки друг другу. Особенно характерны песчаники с обломками местных пород для лопатинской и нижней части вороговской свиты и полимиктовые песчаники для средней и верхней части вороговской и для чividинской свиты; 2) в восточных разрезах нижняя часть вороговской свиты представлена

[1] Ниже эти песчаники описаны в составе немчанской свиты.



Фиг. 35. Схема сопоставления разрезов немчанской свиты.

1 — лебяжинская свита, доломиты темно-серые и черные; *2—8* — немчанская свита: *2* — доломиты розовые, светло-серые, песчанистые, *3* — доломиты с линзами и прослоями кремня, *4* — аргиллиты, *5* — алевролиты, *6* — песчаники, *7* — песчаники с рассеянной галькой и с пластами конгломератов, *8* — конгломераты; *9* — известняки вороговской свиты; *10* — флишевая пачка чивидинской свиты; *11* — сланцы пенченгинской свиты; *12* — граниты

доломитами, а верхняя существенно известковистыми породами и известняками, подобно тому, как это имеет место в чividинской свите р. Теи; 3) ритмичность, наблюдаемая в вороговской свите, имеет много общего с ритмичностью чividинской свиты и в общем близка к флишевой.

Рассматривая вороговскую свиту в целом, не трудно выделить два различных типа ее строения (см. фиг. 31). Первый из них, типичный для восточной части области распространения вороговской свиты, характеризуется преимущественно карбонатным составом пород, наличием в основании свиты пачки доломитов и небольшой мощностью (500—700 *м*). Второй тип разреза отличается большими мощностями (более 2000 *м*), карбонатным составом только верхней части свиты и наличием в нижней ее части мощной толщи терригенных пород, иногда обладающих сортированной слоистостью. Этот тип строения свиты свойствен приенисейским разрезам, расположенным у западного края современной области выходов свиты на поверхность.

Немчанская свита

Под таким названием нами из состава чапинской свиты выделены красноцветные песчаники, подчиненные им доломиты, алевролиты и конгломераты, пользующиеся широким распространением в северной части Енисейского кряжа (Григорьев, Семихатов, 1958; Семихатов, 1959$_2$). Выходы немчанской свиты наблюдаются на обширных территориях в бассейнах Теи, Чапы, Большой Черной, Большой Лебяжьей, в междуречье Порожихи и Верхней Сурнихи, Тисса и Черной. По этим рекам вскрывается ряд прекрасных ее разрезов. Стратотипом является разрез по р. Чапе у устья Немчанки.

В бассейнах рек Теи и Чапы немчанская свита согласно залегает на чividинской; по р. Тее у о-ва Талого, против пос. Суворовского и у фактории Курепы между свитами вскрыты постепенные переходы. На правобережье Енисея, в междуречье Верхней Сурнихи и Порожихи, немчанская свита также согласно залегает на вороговской; в правом бичевнике р. Вороговки, в 500 *м* выше устья Малой Северной видно, что они связаны постепенными переходами. Несколько восточнее, в верховьях Большой Лебяжьей, в среднем течении Вороговки, в верховьях Верхней Сурнихи, а также в междуречье Тиса и Черной, немчанская свита переходит трансгрессивно на докембрий.

На обширной территории своего распространения немчанская свита испытывает значительные фациальные изменения. Наиболее просто ее разрез построен на северо-востоке нашего района, по р. Тее у о-ва Талого. Здесь она представлена вишнево-красными мелко- и среднезернистыми, толстослоистыми и массивными песчаниками, в нижней части с прослоями сургучно-красных доломитистых алевролитов и реже аргиллитов. Для песчаников весьма характерны грубая косая и косоволнистая слоистость, волноприбойные знаки, плоские галечки аргиллитов, рассеянные гравийные зерна кварца, и иногда трещины усыхания. В 300 *м* от кровли свиты в 20—30-метровой пачке песчаники послойно обогащаются галькой кварца и светло-серых кварцитов размером 1—3 *см*. Мощность немчанской свиты у о-ва Талого 1000—1100 *м*. Песчаники состоят из полуокатанных и округлых зерен размером в 0,15—0,5 *мм* (обычно 0,2—0,4 *мм*). Они сложены главным образом кварцем и реже зернами полевого шпата (микроклина и кислых плагиоклазов), обломками микрокварцитов, кварцево-хлоритовых и серицитово-кварцевых сланцев, листочками слюды и единичными обломками основной массы эффузивов. Цемент в большинстве случаев кварцевый регенерационный; местами наблюдается доломитовый поровый цемент.

К юго-западу от приведенного разреза количество алевролитов и аргиллитов в нижней части немчанской свиты увеличивается и среди них

появляются доломиты. В нижнем течении Мадры они образуют разобщенные пласты, мощностью по несколько метров каждый, а далее к западу сливаются в единую пачку. По р. Чапе, у устья Таежного она достигает 150—200 *м* мощности. От флишевой пачки чividинской свиты в этом разрезе доломиты отделяются 50—80-метровой пачкой вишнево-красных песчаников, аналогичных описанным у устья ручья Подъем, и покрываются толщей таких же песчаников мощностью 2000—2500 *м* (фиг. 35). В нижней части этой толщи, среди песчаников, наблюдаются прослои доломитистых алевролитов, а в 700—800 *м* от кровли-линзы и отдельные прослои конгломератов с галькой кварца и кварцитов размером 1—3 *см*.

Далее к юго-западу роль доломитов и алевролитов в сложении свиты продолжает возрастать. По р. Чапе, от устья Чividы до устья Немчаны. вскрывается следующий разрез свиты (снизу вверх):

1. Песчаники вишнево-красные, мелкозернистые, толстослоистые с прослоями алевролитов. Мощность 200—250 *м*.
2. Доломиты светло-серые и розоватые, полосчатые, толсто- и тонкослоистые, в различной степени песчанистые, иногда брекчированные, с прослоями и линзами серых мелкозернистых и гравийных кварцевых песчаников, а у кровли — и вишневых алевролитов. Мощность около 300 *м*.
3. Алевролиты вишнево-красные, тонкослоистые, сильно доломитистые, с частыми прослоями в 2—4 *см* таких же аргиллитов. В средней и верхней части — прослои вишнево-красных песчаников в 0,5—1,5 *м* с волноприбойными знаками и иногда трещинами усыхания на поверхности напластования. Мощность 600—650 *м*.
4. Песчаники вишнево-красные, аналогичные описанным по р. Тее. Примерно в 800—1000 *м* от их кровли залегает 150-метровая пачка таких же песчаников с пластами и линзами конгломератов с галькой в 1—2 *см* (иногда в 4 *см*) кварца и светлых кварцитов. Мощность 2000—2500 *м*.

Общая мощность немчанской свиты в приведенном разрезе около 3—3,5 *км*; как и в двух предыдущих разрезах, она залегает согласно на флишевой пачке чividинской свиты и согласно покрывается доломитами лебяжинской свиты. По р. Тее против пос. Суворовского вскрыт непосредственный контакт чividинской и немчанской свит. Зеленовато-серые песчаники флишевой пачки здесь вверх по разрезу по четкой границе сменяются вишнево-красными среднезернистыми песчаниками с отдельными прослоями вишневых алевролитов и розоватых доломитов. Песчаники в нижних своих горизонтах обогащены гальками этих алевролитов и палочковидными обломками розовых доломитов.

Такие же песчаники с прослоями доломитов налегают на флишевую пачку чividинской свиты по р. Тее у пос. Тея; их мощность здесь превосходит 200 *м*. Выше залегает доломитовая пачка немчанской свиты видимой мощностью 200—250 *м*.

В бассейне Енашимо, по р. Дюбкош в пределах поселка на типичные породы флишевой пачки чividинской свиты налагают вишневые и малиново-красные среднезернистые песчаники немчанской свиты, иногда послойно обогащенные хорошо окатанными мелкими галечками светлых кварцитовидных песчаников и кварца. Песчаники в своем большинстве очень рыхлые, легко разрушающиеся, и лишь в кровле этой 150—200-метровой пачки наблюдаются кварцитовидные грязно-желтые песчаники, содержащие редкие прослои серых аргиллитов и их плоскую гальку. Эти породы вскрыты по р. Енашимо у устья ручья Пьяного. Выше согласно залегают блекло-вишневые песчанистые доломиты с прослоями вишневых аргиллитов и доломитистых алевролитов. Доломиты в значительной своей части онколитовые, косослоистые, с крупными биостромами строматолитов типа *Stratifera* Kor. Мощность пачки — несколько десятков метров; вверх она постепенно переходит в светло-серые толстослоистые доломиты, аналогичные описанным у пос. Теи.

Кварцитовидные песчаники, подстилающие доломиты, внешне напоминают песчаники нижней части чividинской свиты у пос. Теи. Это

обстоятельство послужило основанием Н. С. Подгорной и А. Г. Гурьеву для отнесения их к чividинской (по терминологии этих авторов, к оселочной), а лежащих ниже красных песчаников к лопатинской (карагасской) свите. Таким образом, по мнению названных геологов, доломиты по р. Енашимо, срезая флишевую пачку, залегают несогласно на нижних горизонтах чividинской свиты. С подобным утверждением, однако, никак нельзя согласиться, так как флишевая пачка в рассматриваемых разрезах присутствует и обнажается пор. Дюбкош в пределах поселка. Она залегает стратиграфически ниже упомянутой пачки кварцитовидных песчаников, что определяет принадлежность последних к немчанской свите.

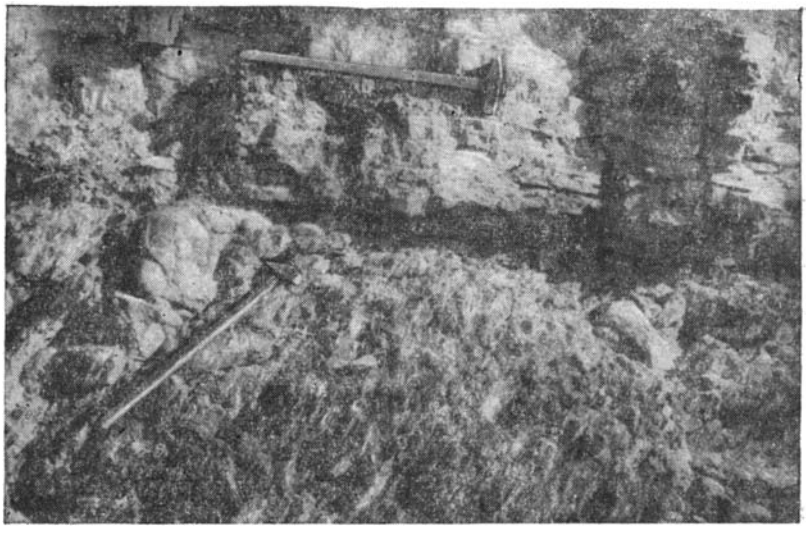
В крайних южных выходах по р. Тее, у фактории Курепы разрез немчанской свиты начинается 200—250-метровой пачкой вишнево-красных песчаников, аналогичных описанным в более северных районах. На эту пачку налегают малиновые и вишнево-красные алевролиты, среди которых доломиты образуют лишь неясно обособленные прослои 0,4—0,6 *м*, следующие в разрезе через 1—2 *м*. Видимая мощность этой пачки 350—400 *м*; ее верхние горизонты срезаны разломом.

Таким образом, в верховьях Теи доломитовая пачка немчанской свиты в значительной мере вновь замещена алевролитовой. Обратные замещения наблюдаются к западу от Курепы, по р. Уволге. Здесь на нижней пачке песчаников немчанской свиты (мощность 400—450 *м*) залегают толстослоистые вишнево-красные песчанистые онколитовые доломиты и известняки, в нижней части с прослоями тонкоплитчатых песчанистых доломитов, аргиллитов, алевролитов и иногда тонких пропластков кремнисто-гематитовой породы.

Из сказанного видно, что в бассейне Теи доломитовая пачка немчанской свиты отделена от чividинской свиты пачкой красноцветных песчаников, а в крайних северо-западных разрезах доломиты отсутствуют. У устья Суктальмы мощность красноцветных песчаников, залегающих между флишевой пачкой чividинской свиты и немчанскими доломитами, составляет всего 100 *м*, а по р. Чапе, у устья Большого Алманакана они вообще исчезают из разреза (см. рис. 35). На флишевой пачке, согласно с нею, здесь залегает толща светло-серых, розовых и иногда грязно-бурых толстослоистых доломитов с прослоями вишневых песчаников, алевролитов, песчанистых тонкоплитчатых доломитов; видимая ее мощность 800—850 *м*. По ручью Глубокому примерно в средней ее части, по данным Н. С. Подгорной, появляются 2—3-метровые пласты и линзы конгломератов с хорошо окатанной галькой размером до 30 *см* светлых кварцитов и иногда кварца. Пласты конгломератов отделяются друг от друга прослоями доломитов и песчаников и присутствуют примерно в 100-метровой пачке.

Рассматриваемые доломиты как у р. Алманакан, так и у р. Суктальмы налегают на подстилающие отложения вполне согласно; по р. Суктальме по высыпкам и развалам между ними устанавливаются постепенные переходы. Учитывая это, выклинивание песчаников в основании немчанской свиты в верхнем течении Чапы можно объяснять лишь их фациальным замещением доломитами. На последних в бассейне Суктальмы залегает толща красноцветных песчаников и конгломератов с галькой и валунами кварцитов и розовых гранитов размером до 30—40 *см*.

От устья Большого Алманакана доломиты и конгломераты немчанской свиты непрерывно прослеживаются до верховьев р. Вороговки. Здесь на валунно-галечных аргиллитах чividинской свиты, обнажающихся в 3—5 *км* ниже устья Оленьей, залегают такие же, как у устья Большого Алманакана, доломиты, а на них 100—150-метровая пачка красноцветных средне- и мелкозернистых песчаников и алевролитов. В ней наблюдаются пласты и линзы конгломератов с гальками кварца, различных кварцитов,



Фиг. 36. Контакт валунно-галечных аргиллитов чividинской свиты и доломитов немчанской свиты по р. Вороговке в 1,2 *км* ниже р. Захребетной

розовых доломитов, микрокристаллических сланцев, биотитовых гнейсов, гранито-гнейсов и иногда кислых эффузивов. Гальки хорошо окатаны, размер их обычно составляет 2—8 *см*, но некоторые достигают 60—70 *см*. Мощность пластов конгломератов растет вверх по разрезу от 2—4 до 15—20 *м*. По минералогическому составу описанные песчаники очень близки немчанским песчаникам более восточных районов.

С лежащими ниже доломитами рассматриваемая конгломерато-песчаниковая толща связана путем переслаивания. Поэтому отнесение терригенных пород к верхнему кембрию, а доломитов к нижнему, как это делают некоторые исследователи, лишено всяких оснований.

Ниже, по р. Вороговке, в 1,2 *км* ниже р. Захребетной, вскрыт контакт немчанской и чividинской свит. На рассланцованные валунно-галечные аргиллиты чividинской свиты здесь (фиг. 36) по ровной резкой границе налегают светло-серые доломиты. В нижних 15—20 *м* они тонкослоистые, с тонкими (1—5 *мм*) прослойками зеленовато-серых аргиллитов, выше более толстослоистые, с прослоями в 10—30 *см* розовато-желтых мелкозернистых и иногда гравийных песчаников и пачками в 5—10 *м* кирпично-красных и бурых алевролитов.

Рассматриваемые доломиты ниже р. Захребетной залегают очень полого и падают 30—35° СВ ∠10—12°, а сланцеватость валунно-галечных аргиллитов падает 255° ЮЗ ∠ 50°, вследствие чего создается впечатление углового несогласия между названными толщами. Именно так трактовали это обнажение большинство геологов, работавших в верховьях Вороговки. В отличие от них И. Г. Николаев (1930) считал, что здесь представлен пример «нормального перекрывания». Рассланцовку валунно-галечных аргиллитов («тиллитов») и отсутствие ее в доломитах он объяснял «большей мобильностью тиллитов, как преимущественно глинистых отложений, к тектоническим процессам». Сланцеватость валунно-галечных аргиллитов по р. Вороговке, как уже говорилось, в общем случае несовпадает со слоистостью, а проявление ее тесным образом связано с литологическим составом пород: наиболее сильно она выражена в преимущественно глинистых породах чividинской свиты, слабее развита в алевролитах немчанской свиты и отсутствует в доломитах, образующих

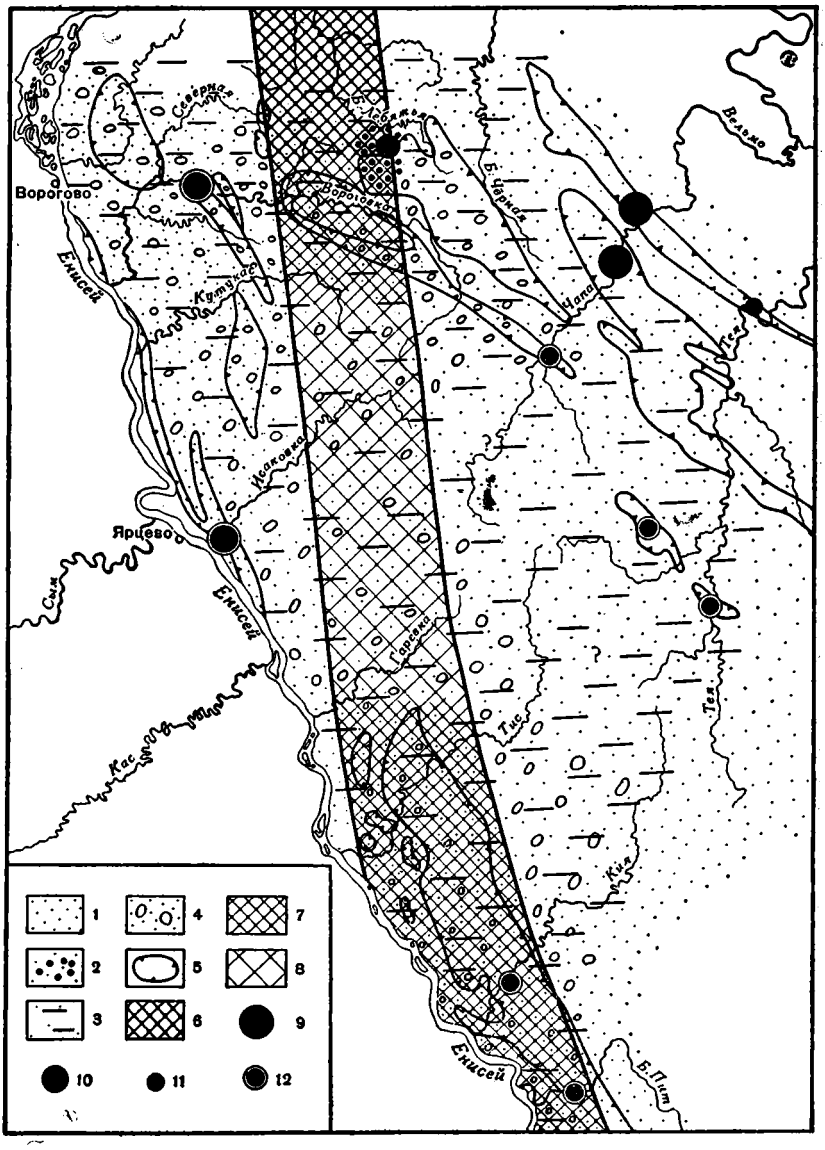
пачки и прослои среди тех же алевролитов (Григорьев, Семихатов, 1958). Это позволило нам вслед за И. Г. Николаевым считать, что немчанские доломиты залегают на валунно-галечных аргиллитах чividинской свиты без признаков углового несогласия. По-видимому, свиты не разделяются и сколько-нибудь заметным размывом, так как в противном случае нижние горизонты немчанской свиты были бы обогащены валунами и гальками, вымытыми из чividинской свиты, чего в действительности не наблюдается. Позднее Н. С. Подгорная и А. Г. Гурьев (устное сообщение) подметили, что ориентировка галек в валунно-галечных аргиллитах и их скопления расположены параллельно подошве лежащих выше доломитов.

К северу от рассмотренного разреза, в междуречье Вороговки и Большой Лебяжьей, немчанские доломиты скрываются под красноцветными песчаниками, которые в верховьях Большой Лебяжьей в свою очередь перекрываются доломитами лебяжинской свиты (см. фиг. 40). Несколько западнее чividинская свита выпадает из разреза и в бассейне Каменистой и по р. Лебяжьей ниже устья Каменистой немчанская свита залегает прямо на удерейской свите рифея. Контакт этих свит по рекам Каменистой и Большой Лебяжьей не вскрыт, но по обильным высыпкам и отдельным коренным обнажениям хорошо устанавливается, что немчанские породы от уреза воды р. Каменистой полого поднимаются по обоим склонам ее долины, а гипсометрически ниже них обнажаются круто поставленные удерейские сланцы.

В основании немчанской свиты по р. Каменистой залегает 150—200-метровая пачка красно-бурых переслаивающихся конгломератов, гравелитов и песчаников. Гальки конгломератов плохо окатаны, нередко угловаты, размер их обычно 1—3 *см*, но иногда доходит до 10 *см*. Представлены они кварцем, кварцитами и в редких случаях алевролитами, удерейскими сланцами и серыми доломитами. Гальки послойно отсортированы, за счет чего наблюдается чередование прослоев и линз конгломератов и гравелитов. Их пласты отделяются друг от друга прослоями вишневых мелкозернистых песчаников, количество и мощность которых возрастают вверх по разрезу параллельно с уменьшением количества грубообломочных пород. Стратиграфически выше по р. Каменистой залегают грязно-красные полосчатые алевролиты с редкими прослоями серых доломитов, алевролитов и вишневых песчаников. Мощность этой пачки приблизительно 200—300 *м*; на нее налегает толща обычных для немчанской свиты вишневых мелкозернистых песчаников; ее мощность весьма приблизительно может быть оценена в 1—1,5 *км*. Таким образом, в приведенном разрезе отсутствует хорошо выдержанная в более южных районах доломитовая пачка немчанской свиты. По-видимому, здесь происходит фациальное замещение доломитов алевролитами и песчаниками, подобно тому, как это наблюдается у о-ва Талого и у фактории Курепы. Общая мощность немчанской свиты в бассейне Каменистой около 1,5—2 *км*.

Несколько южнее, по р. Рыбной, немчанская свита также залегает несогласно на удерейской свите. Вскрытая по р. Вороговке у устья Рыбной и в низовьях последней нижня часть немчанской свиты представлена в общем теми же породами, что и выше по р. Вороговке. Стратиграфически выше, по р. Вороговке выше устья Рыбной залегают известняки и доломиты с прослоями мелкогалечных конгломератов, в которых Н. С. Подгорная и А. Г. Гурьев в 1961 г. нашли остатки силурийской фауны. Взаимоотношения силурийских пород с породами, относимыми нами у устья Рыбной к немчанской свите, неясны.

В нижнем течении Вороговки и по р. Порожихе, к западу от области трансгрессивного залегания немчанской свиты на докембрий (фиг. 37; см. фиг. 35), под ней вновь появляются согласно пластующиеся более древние кембрийские отложения (вороговская свита). У устья Малой Северной на известняках вороговской свиты, с постепенным переходом,



Фиг. 37. Схема размещения типов разрезов немчанской свиты.

1 — красноцветные песчаники; *2* — конгломераты в основании свиты; *3* — пачка доломитов в нижней части свиты; *4* — пласты и пачки конгломератов в средней и верхней частях свиты; *5* — область современного распространения немчанской свиты (схематизировано); *6* — область трансгрессивного залегания на рифее лебяжинской свиты; *7* — область трансгрессивного залегания на рифее немчанской свиты; *8* — то же предполагаемое; *9—12* — мощности отложений: *9* — более 2000 *м*, *10* — 1000—2000 *м*, *11* — 500—1000 *м*, *12* — неполный разрез

видимом в обнажении при очень низком уровне воды в реке, залегают следующие породы немчанской свиты (снизу вверх):

1. Доломиты серые и кремовые, тонкослоистые, и в нижней части брекчированные выше с прослоями серых и вишневых, сильно песчанистых доломитов, обладающих сильным запахом битума. Мощность 180—200 *м*.

2. Алевролиты в нижней части вишнево-красные, выше темно-серые, тонкослоистые, с пластами и линзами таких же, как и ниже, доломитов и прослоями красных и серых песчаников и аргиллитов. В верхней части — 45-метровая пачка светло-серых толстослоистых доломитов. Мощность 250 *м*.

3. Песчаники вишнево-красные, мелко- и среднезернистые, с прослоями кварцевых гравелитов, аналогичные немчанским песчаникам более восточных районов. Видимая мощность 500—550 *м*.

Видимая мощность немчанской свиты — около 1000 *м*, ее верхняя часть срезана разломом.

Ниже по р. Вороговке, в 11 *км* выше устья Малой Северной вновь вскрываются отложения немчанской свиты. Здесь они отделены разломами как с востока от пенченгинской, так и с запада от вороговской свиты (см. фиг. 40), и их разрез начинается 400-метровой пачкой серых, желтовато- и зеленовато-серых тонко- и, реже, среднезернистых слюдистых песчаников и алевролитов. Они состоят из полуокатанных зерен кварца и подчиненных ему зерен микроклина, микрокварцитов, кислых плагиоклазов и листочков слюды, скрепленных кварцевым регенерационным цементом. Стратиграфически выше залегает толща видимой мощностью 1200—1300 *м* вишнево-красных мелко- и среднезернистых косослоистых песчаников с прослоями конгломератов. Конгломераты красно-бурые с хорошо окатанной, обычно тесно сгруженной несортированной галькой и более редких светло-серых и бурых кварцитов размером в 2—5 *см* (иногда до 8—10 и даже до 15 *см*). В нижней части толщи конгломераты образуют пласты и линзы мощностью 0,5—2 *м*, которые отделяются друг от друга слоями песчаника в 15—30 *м*. В верхней части пласты песчаников и конгломератов обычно имеют мощность 5—10 *м*, но иногда достигают 20—25 и даже 35 *м*. Описанная толща по своему строению очень близка к конгломерато-песчаниковой толще немчанской свиты верховий рек Вороговки и Суктальмы. Это подтверждается сходством минералогического состава и текстуры сравниваемых пород. По существу, единственно, что отличает упомянутые конгломерато-песчаниковые пачки — это отсутствие ниже р. Малой Северной галек гранитов и повышенный метаморфизм пород. Но это не может помешать проводимым сопоставлениям. Состав галек в немчанских конгломератах, как мы видели, подвержен сильным изменениям даже на небольших расстояниях, а несколько бо́льший метаморфизм толщи ниже р. Малой Северной хорошо согласуется с залеганием их в узком грабене.

По составу и последовательности напластования описанные породы соответствуют пачкам второй и третьей разреза у устья Малой Северной Нижняя доломитовая пачка последнего в рассматриваемом разрезе срезана разломом. Она обнажается несколько ниже по Вороговке — от устья Северной на 8 *км* вниз по реке. Среди доломитов, аналогичных описанным выше, здесь наблюдаются линзы и прослои черных узловатых кремней мощностью до 15—20 *м*. Мощность доломитов у устья Северной составляет примерно 350—400 *м*. У устья Северной и в 8 *км* ниже от него они согласно подстилаются полосчатыми известняками вороговской свиты. На прилагаемой колонке (см. фиг. 35) дан сводный разрез немчанской свиты двух последних участков.

Далее к западу наблюдаются выходы лишь доломитовой пачки немчанской свиты. Против устья р. Дубчес Енисей трижды пересекает границу этой пачки и вороговской свиты, и хотя непосредственный контакт свит не вскрыт, согласное налегание немчанских доломитов на вороговские известняки устанавливается здесь вполне отчетливо. К югу от р. Вороговки, в приустьевой части рек Кутукаса, Столбовой и Нижней Сурнихи наблюдаются выходы той или иной части доломитовой пачки и лежащих выше красных и серых алевролитов. В низах доломитовой пачки, у устья Нижней Сурнихи наблюдаются прослои до 30 *м* светло-серых неравномернозернистых песчаников и гравелитов, а также линзы кремней.

Более полные разрезы немчанской свиты наблюдаются в пределах Ярцевской синклинали, по рекам Исаковке и Столбовой. По р. Исаковке, выше урочища Красная Горка в основании немчанской свиты, согласно

на вороговских известняках, залегает мощная (1000—1200 *м*) толща светло-серых и розоватых толстослоистых доломитов. В них наблюдаются редкие прослои вишневых и розовых песчанистых доломитов, аргиллитов и алевролитов, а в нижней части и 100-метровая пачка желтых и розоватых среднезернистых, главным образом кварцевых песчаников с линзами гравелитов (см. фиг. 35). На доломитах залегает 550—600-метровая пачка вишневых и серых алевритистых тонкослоистых доломитов, чередующихся через 10—30 *м* с прослоями примерно той же мощности вишневых и серых аргиллитов, алевролитов и иногда песчаников. Для пород этой пачки весьма характерны трещины усыхания, мелкие волноприбойные знаки и тонкая косая слоистость. Венчают разрез свиты вишнево- и кирпично-красные алевролиты и песчаники с прослоями конгломератов с мелкой (1—2 *см*) галькой кварца и кварцитов. Видимая мощность пачки — 350—400 *м*. Она выполняет ядро Ярцевской синклинали. Таким образом, видимая мощность немчанской свиты по р. Исаковке — около 2000 *м*.

Приведенный разрез немчанской свиты хорошо сопоставляется с ее разрезом по р. Вороговке; следует лишь отметить, что по р. Исаковке мощность алевролитовой и особенно доломитовой пачки гораздо больше, а роль доломитов в сложении алевролитовой пачки заметно выше. В отличие от р. Вороговки, по р. Исаковке в нижней части доломитовой толщи появляются песчаники. Мощность этих пород, по-видимому, подвержена резким колебаниям: у устья Столбовой она составляет 30 *м*, а по р. Исаковке достигает 100—150 *м*. Еще бо́льшую мощность эта пачка имеет в верховьях Нижней Сурнихи. Здесь, отделяясь от докембрия разломом, по данным Ф. П. и Е. К. Ковригиных, залегают желтовато-серые песчаники, чередующиеся с серыми, а в верхней части и красными аргиллитами и алевролитами (мощность до 500 *м*). Выше следуют кирпично-красные и сургучные алевролиты и песчаники (500 *м*), а затем доломиты, аналогичные описанным по р. Исаковке. По внешнему виду и под микроскопом названные терригенные породы, с которыми я имел возможность ознакомиться благодаря любезности Е. К. Ковригиной, не отличимы от одноименных пород, залегающих в низах доломитовой толщи немчанской свиты по р. Исаковке. Это обстоятельство, а также одинаковое стратиграфическое положение позволяют нам параллелизовать названные пачки друг с другом.

Таким образом, в пределах всего рассмотренного района в немчанской свите устанавливается одинаковая последовательность напластования (снизу вверх): 1) доломиты, в нижней части замещающиеся песчаниками; 2) алевролиты с прослоями аргиллитов и песчаников; 3) красноцветные песчаники с прослоями конгломератов (см. фиг. 35).

К югу от р. Исаковки выходы немчанской свиты протягиваются до Верхней Сурнихи, где они срезаются разломом (см. фиг. 40). Южнее, в междуречье Тиса и Черной, вновь наблюдаются отложения, которые следует относить к немчанской свите (Семихатов, 1959$_2$). Лучшие их разрезы вскрыты в приустьевой части Кии и Большого Пита, где они неоднократно описаны в литературе. По р. Кие, непосредственно на пегматоидных мусковитовых гранитах, с размывом залегает толща желтовато-серых и кремово-желтых толстослоистых доломитов, нередко со стяжениями кремней. В нижней части доломиты содержат маломощные прослои красных доломитов и аркозовых песчаников, а по контакту с гранитом обогащены терригенным материалом и содержат пласты грязно-серых гравелитов с угловатыми полуокатанными обломками в 2—10 *мм* кварца, микроклина и мусковита, а также прослои аркозовых доломитистых песчаников с рассеянными гальками кварца и микроклина. В толще рассматриваемых доломитов, по данным И. В. Воробьева, содержатся пластовые тела базальтовых долеритов и ортофиров. Мощность толщи 300—400 *м*. На нее согласно без перерыва налегает

терригенная толща, лучшие выходы которой наблюдаются в приустьевой части Большого Пита. Здесь в ее составе выделяются четыре пачки. Нижняя из них сложена кирпично-красными мелкозернистыми, обычно косослоистыми, массивными песчаниками внизу (300 *м*) и вишневыми косослоистыми тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с трещинами усыхания и псевдоморфозами по каменной соли вверху (110—130 *м*). Выше следует 40-метровая пачка грязно-розовых и серых тонкослоистых доломитов, а затем пачка сургучно-красных аргиллитов, алевролитов и песчаников с многочисленными волноприбойными знаками и трещинами усыхания (150 *м*). Разрез венчается 50-метровой пачкой светло-серых кварцевых песчаников с грубой косой слоистостью. Таким образом, мощность описанных пород 600 *м*.

По р. Кие доломиты среди немчанских песчаников отсутствуют, зато появляются 1—6 метровые пласты конгломератов. Они обычно окрашены в грязно-бурые тона, гальки их не сортированы, размером от долей сантиметра до 30—40 *см* (обычно 5—10 *см*), хорошо окатаны. В их составе встречаются различные кварциты, граниты, реже кварц, серые доломиты, кристаллические сланцы и вишневые кварцитовидные песчаники. Соотношение различных галек быстро меняется от места к месту. В основании пластов конгломератов обычно наблюдаются следы размыва, но в целом вся конгломерато-песчаниковая пачка представляет собой единое целое. Ее видимая мощность 100—150 *м*.

К северу от Большого Пита, по рекам Вятке и Тису немчанская свита залегает с несогласием на кристаллических сланцах тейской и сухопитской серий. Доломиты в основании свиты здесь, как и по р. Исаковке, отчасти замещаются красноцветными песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов.

Из приведенного описания ясно, что терригенно-карбонатные красноцветные отложения междуречья Тиса и Черной по строению своего разреза очень сходны с немчанской свитой более северных районов правобережья Енисея, а слагающие их породы внешне не отличимы от одноименных пород немчанской свиты. Проводимые сопоставления станут тем более убедительны, если вспомнить, что крайние выходы рассматриваемых пород в междуречье Нижней Сурнихи и Тиса отстоят друг от друга всего на 35—40 *км*, а к югу и к северу от этого междуречья разрезы их выдерживаются более чем на 100 *км* (см. фиг. 18). Учитывая, что количество доломитов в средней пачке немчанской свиты с севера на юг увеличивается и уже по р. Исаковке они преобладают над другими породами, доломитовую толщу р. Кии с большей долей вероятности можно сопоставлять с нижней (доломитовой) и средней (терригенно-доломитовой) пачками р. Вороговки (см. фиг. 35).

Рассматривая немчанскую свиту в целом, легко видеть, что на правобережье Енисея, в междуречье Порожихи и Верхней Сурнихи, она согласно налегает на вороговскую, имеет большие мощности и, в общем виде, двучленное строение — красноцветные песчаники, алевролиты и конгломераты вверху и доломиты с подчиненными им аргиллитами, алевролитами и песчаниками внизу. Восточнее (фиг. 37) располагается полоса, где немчанская свита залегает непосредственно на докембрии (реки Большая Лебяжья, Рыбная, среднее течение Вороговки, междуречье Тиса и Черной). Литологический состав свиты здесь, грубо говоря, остается таким же, как и в более западной полосе, но мощность доломитовой пачки, и, по-видимому, всей свиты здесь гораздо ниже. Далее к востоку, в бассейне Теи, Чапы и в верховьях Вороговки, немчанская свита вновь согласно залегает на более древних нижнекембрийских отложениях. Количество доломитов в свите здесь постепенно сокращается, и они как сверху, так и снизу, все более и более замещаются песчаниками. Свита здесь имеет трехчленное деление — две пачки красноцвет-

ных песчаников, расклиненные пачкой доломитов. На северо-востоке района последняя выклинивается, и вся свита представлена в общем однообразной толщей песчаников и алевролитов. Мощность свиты в пределах рассматриваемой зоны увеличивается от верховий Большой Лебяжьей (1,5—2 *км*) к среднему течению Чапы (3,0—3,5 *км*), а затем уменьшается к нижнему течению Теи до 1000 *м* (см. фиг. 35, 37).

Ранее немчанская свита на северо-востоке рассматриваемого района включалась в состав нижнего кембрия (Николаев и др., 1930, и др.), а на северо-западе рассматривалась как верхний член кембро-силурийских отложений (Николаев 1924, 1925; Н. П. Вербицкая и др.). Геологи Эвенкийской экспедиции ВАГТ в 1949—1950 гг. (см. Горяинова и др., 1954) доказали одновозрастность описанных отложений на северо-западе и северо-востоке кряжа и бóльшую их часть описали под названием верхней толщи чапинской (порожихинской) свиты нижнего кембрия. Под тем же названием эти отложения описаны и в других работах (Григорьев и Репина, 1956; Зайцев, 1954, 1958 и др.). Однако названные геологи в разных районах неодинаково понимали объем этой толщи и отдельные пачки, отнесенные нами к немчанской свите, относили к различным стратиграфическим подразделениям. Так, немчанские конгломераты и песчаники в верховьях Вороговки все исследователи, начиная с И. Г. Николаева, относили к верхнему кембрию; немчанские доломиты в окрестностях пос. Теи и в верховьях Чапы и Вороговки считались лебяжинской свитой нижнего кембрия, в низовьях Вороговки — вороговской свитой верхнего протерозоя, а в нижнем течении Чапы не выделялись из состава чапинской свиты. Таким образом, стратиграфический объем верхней толщи чапинской и немчанской свит совпадает лишь в нижнем течении Теи и Чапы.

Мнение о принадлежности немчанских доломитов окрестностей пос. Теи, верховьев рек Вороговки, Чапы и Уволги к лебяжинской свите до недавнего времени было господствующим. Но рассмотрение материала по более широкой территории показывает, что эта доломитовая пачка перекрывается мощной конгломерато-песчаниковой красноцветной толщей верхней части немчанской свиты, на которую в верховьях Большой Лебяжьей и в нижнем течении Чапы налегают доломиты лебяжинской свиты (см. фиг. 35). Последние литологически существенно отличаются от немчанских доломитов, тогда как на площади и те и другие хорошо выдерживают характерные черты своего строения. Все сказанное позволило нам отрицать принадлежность доломитов верховий Теи, Чапы и Вороговки к лебяжинской свите (Григорьев, Семихатов, 1958; Семихатов, 1959_2) и поместить их в основание немчанской свиты. Отложения немчанской свиты междуречья Тиса и Черной в последние годы обычно делили на две свиты — доломиты описывали под названием глубокинской свиты и относили к нижнему кембрию, а терригенные породы назвали красноутесной или эвенкийской свитой верхнего кембрия. После расчленения отложений немчанской свиты северной части кряжа на отдельные пачки удалось показать, что эти отложения по составу и последовательности напластования имеют много общего с глубокинской и красноутесной свитами междуречья Тиса и Черной. Это и послужило основанием для параллелизации рассматриваемых отложений.

Ленский ярус

Отложения ленского яруса в северной части Енисейского кряжа в настоящее время сохранились в сравнительно узкой полосе по северо-восточной окраине кряжа. Геологи Эвенкийской экспедиции ВАГТ в 1949 г. (Горяинова и др., 1954) описали их под названием лебяжинской свиты.

Лебяжинская свита

Выходы этой свиты на поверхность наблюдаются лишь в нижнем течении Теи, Чапы, Большой Черной, по правобережью Правой Лебяжьей и в верхнем и среднем течении Большой Лебяжьей (см. фиг. 40). Севернее свита скрывается под покровом верхнекембрийских и ордовикских отложений, а в более южных районах уничтожена современной эрозией.

Лучший разрез свиты вскрывается по р. Тее, на участке от о-ва Талого до устья Большой Парной. На крыльях развитой здесь синклинали вслед за В. Н. Григорьевым (Григорьев и Репина, 1956) свиту можно расчленить на три пачки. Нижняя из них, мощностью около 400 *м*, сложена серыми темно-серыми тонкослоистыми полосчатыми доломитами, иногда с линзами кремня. Средняя пачка представлена характерным чередованием пластов в 1—2 *м* серых доломитов и известняков с прослоями в 0,3—1,0 *м* темно-серых тонкоплитчатых доломитов. Мощность пачки 400 *м*. В. Н. Григорьев в 1953 г. в верхней ее части по р. Тее, в 2,5 *км* ниже устья Иочимо нашел остатки *Bulaiaspis prima* Lerm. Верхняя пачка лебяжинской свиты, мощностью около 300 *м*, представлена тонкослоистыми желтовато-серыми и розоватыми доломитами с прослоями серых и вишнево-красных песчаников и алевролитов у кровли.

По р. Тее у о-ва Талого и по р. Чапе у устьев ручья Таежный и р. Немчаны лебяжинская свита залегает согласно на немчанской. К западу от р. Чапы, вплоть до р. Большой Лебяжьей нижняя часть лебяжинской свиты срезается крупным разломом, по которому приходят в соприкосновение ее средняя пачка и удерейские сланцы. Строение свиты по р. Большой Черной аналогично описанному, а в породах верхней пачки появляются волноприбойные знаки, псевдоморфозы по каменной соли и узкие шелевидные пустоты, по-видимому, от выщелоченных кристаллов гипса. Видимая мощность средней пачки здесь более 500 *м*, верхней — 450—500 *м*.

Нижние горизонты лебяжинской свиты удается наблюдать в верховьях Большой Лебяжьей. Здесь выше устья Каменистой лебяжинская свита залегает в ядре синклинали на немчанской свите и перекрывается пестроцветными породами эвенкийской свиты верхнего кембрия. Из-за плохой обнаженности сколько-нибудь полный ее разрез здесь составить не удается. В истоках Каменистой лебяжинская свита также залегает на немчанской, а несколько западнее, по р. Большой Лебяжьей выше устья Мокрой, срезая немчанскую свиту, переходит непосредственно на докембрий [1]. На левом склоне долины Большой Лебяжьей здесь обнажаются круто (под углами 30—40°) падающие на юго-восток и на северо-запад удерейские сланцы. Выше по склону в выворотнях и редких делювиированных выходах наблюдаются доломиты лебяжинской свиты, которые вниз по реке очень полого (3—5°) спускаются гипсометрически все ниже и ниже и затем достигают уреза воды. В основании свиты, наряду с обычными для нее серыми и коричневато-серыми тонкослоистыми доломитами, здесь наблюдаются мелкобрекчированные песчанистые доломиты и светло-серые, средне- и, реже, грубозернистые песчаники, иногда содержащие рассеянные гальки кварца, серых доломитов и удерейских сланцев. На поверхностях напластования пород нередко видны волноприбойные знаки и трещины усыхания.

Кроме описанного места, лебяжинская свита налегает прямо на докембрий на правобережье Большой Лебяжьей, выше устья Правой Лебяжьей, по ручьям Южный и Северный Сквозной, на р. Малой Лебяжьей выше устья р. Кручи и, по данным О. П. Горяиновой, Э. А. Фаль-

[1] Напомним, что чividинская свита в бассейне Большой Лебяжьей отсутствует, и на докембрий налегает немчанская свита.

ковой в верховьях Рыбной, в междуречье р. Рыбной, ручья Южной Сквозной и р. Малой Лебяжьей и в верховьях последней.

Во всех названных пунктах наблюдается лишь нижняя часть лебяжинской свиты. Ее более высокие горизонты вскрываются по р. Большой Лебяжьей ниже устья Правой Лебяжьей; разрез их здесь из-за плохой обнаженности и ряда флексур достоверно установить не удается.

Таким образом, на большей части рассматриваемой территории лебяжинская свита залегает согласно на немчанской; несогласное ее залегание на докембрии наблюдается лишь в бассейне Большой Лебяжьей и Рыбной, примерно в тех же районах, где и немчанская свита трансгрессивно переходит на докембрий (см. фиг. 37).

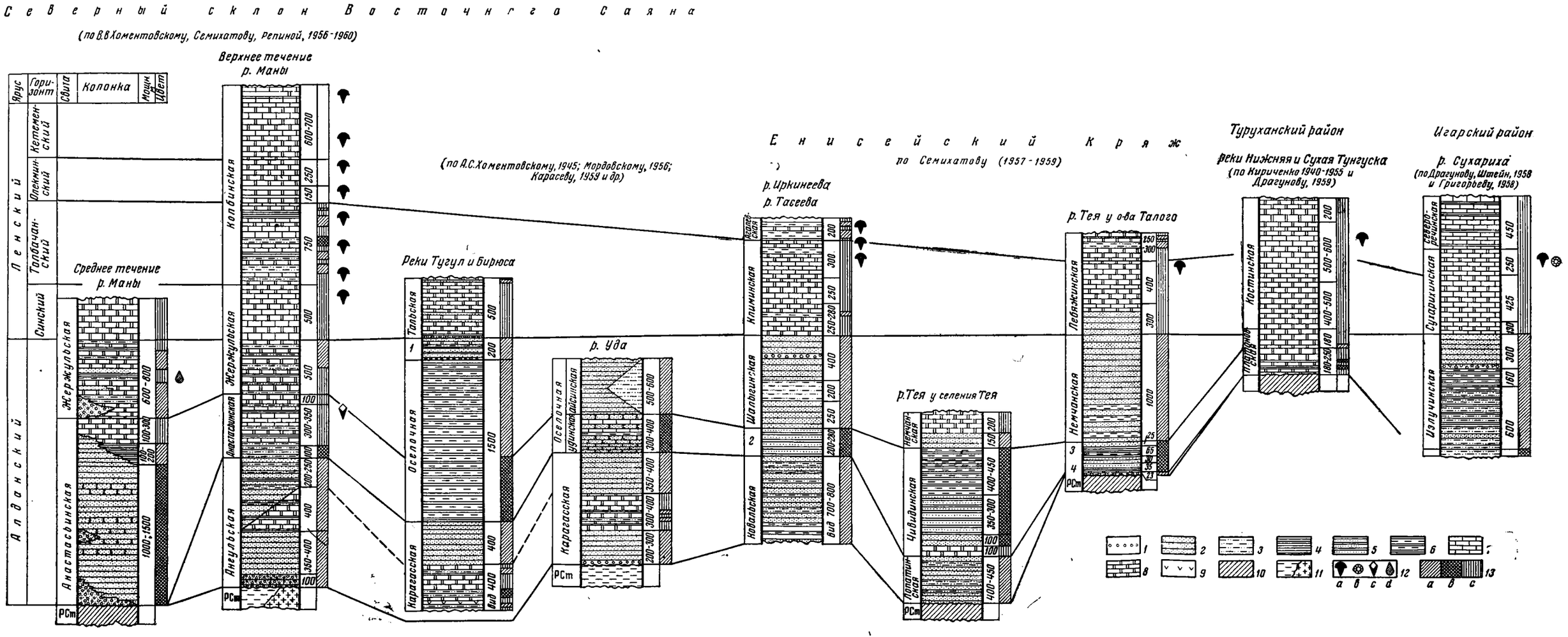
К югу от названных выше пунктов лебяжинская свита уничтожена современной эрозией. Господствующее в литературе мнение о несогласном залегании лебяжинской свиты на более древних отложениях в бассейне Теи и Чапы и представление о широком ее распространении на северо-востоке кряжа основано на ошибочном отнесении к этой свите доломитовой пачки немчанской свиты.

СОПОСТАВЛЕНИЕ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ И ВЫВОД ОБ ИХ ВОЗРАСТЕ

Содержащиеся в средней пачке лебяжинской свиты остатки *Bulaiaspis prima* Lerm. позволяют отнести эту пачку к толбочанскому горизонту ленского яруса и сопоставить ее с верхней пачкой климинской свиты нижнего Приангарья. Лежащую выше часть лебяжинской свиты по ее стратиграфическому положению и литологическому составу с уверенностью можно параллелизовать с агалевской свитой и относить к олекминскому и, возможно, кетеменскому горизонтам. Нижняя пачка лебяжинской свиты, залегающая под слоями с *Bulaiaspis* по положению в разрезе и по составу близка к нижней пачке климинской свиты, охарактеризованной синской фауной. Таким образом, разрез ленского яруса в северной и южной частях кряжа оказывается очень сходным. Стратиграфически ниже на севере кряжа залегают мощные терригенные толщи немчанской, чividинской и лопатинской свит. Их состав, последовательность напластования и формационная характеристика отвечают таковым шалыгинской, алешинской и ковальской свит Приангарья, которые занимают то же стратиграфическое положение (фиг. 38). Особенно велико сходство восточных разрезов этих отложений на севере с крайними западными их разрезами в Приангарье (Семихатов, 1959_{1-2}; Григорьев, Семихатов, 1961).

Действительно в районе о-ва Талого ниже лебяжинской свиты залегает 1000-метровая толща красноцветных немчанских песчаников, которые, как мы знаем, к югу и юго-западу в нижней своей части замещаются доломитами и алевролитами. На Ангаре, у скалы Гребень, ниже климинской свиты, одновозрастность которой с низами лебяжинской свиты доказана палеонтологически, залегает 800—900-метровая толща шалыгинских песчаников и алевролитов, не отличимых от одноименных немчанских пород. Ниже в обоих случаях следует сероцветная терригенная свита, строение и текстурные особенности которой обнаруживают большое сходство на юге и на севере кряжа.

Ниже как на севере, так и на юге региона, залегает красноцветная аргиллито-песчаная толща, отделенная угловым несогласием и глубоким размывом от рифея. Иначе говоря, ковальская, алешинская и шалыгинская свиты Нижнего Приангарья с уверенностью могут быть сопоставлены соответственно с лопатинской, чividинской и немчанской свитами северной части Енисейского кряжа. Это сходство столь велико, что



Фиг. 38. Схема сопоставления разрезов нижнего кембрия Енисейского кряжа, Туруханского и Игарского районов и северного склона Восточного Саяна.

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — чередование аргиллитов и песчаников; *6* — терригенный флиш; *7* — известняки; *8* — доломиты; *9* — пласты основных эффузивов; *10* — глинистые сланцы, кварциты, известняки рифея; *11* — кристаллические сланцы, гнейсы и граниты архея (?), *12* — находки фауны: *a*) трилобитов, *b*) археоциат, *c*) птеропод, *d*) брахиопод; *13* — цвет пород: *a*) красный, кирпичный; *b*) зеленовато-серый, оливковый, *c*) серый, темно-серый. Цифры на колонках: *1* — усть-тагульская свита, *2* — алешинская свита, *3* — чивидинская свита, *4* — лопатинская свита

некоторые исследователи считают возможным описывать их под одинаковыми названиями. Подобная унификация кажется преждевременной.

Одновозрастные только что описанным и близкие им по составу отложения широко развиты в смежных с Енисейским кряжем регионах — в западной части Восточного Саяна, в северном Присаянье, в Чадобецком поднятии, в Туруханском и Игарском районах.

Западная часть Восточного Саяна

Взгляды различных исследователей на стратиграфию нижнего кембрия названного региона весьма противоречивы. Разбор этих взглядов и обоснование принятой нами схемы расчленения кембрия приведены в работе В. В. Хоментовского, М. А. Семихатова и Л. Н. Репиной (1960).

Отложения нижнего кембрия в западной части Восточного Саяна выполняет два синклинория, разделенные Восточно-Саянским антиклинорием. Мы рассмотрим строение нижнекембрийских отложений только северного, Манского синклинория, так как именно он обнаруживает большое сходство с нижним кембрием Енисейского кряжа. В Сисимском синклинории кембрий представлен эффузивными и эффузивно-осадочными образованиями.

В Манском синклинории выделяются три прогиба высшего порядка — Солбинская, Жержульская и Усть-Манская синклинали, выполненные отложениями кембрия, в которых выделяется ряд свит.

Ангульская свита распространена лишь в Солбинской синклинали. Эта свита залегает с угловым несогласием на рифее и более древних образованиях и в основании несет 100—200-метровую пачку бурых и вишневых конгломератов с галькой в 3—7 *см* (иногда до 30 *см*) различных подстилающих пород. На северо-восточном крыле Солбинской синклинали конгломераты замещаются гравийными песчаниками. Выше выделяется пачка вишнево-красных мелко- и среднезернистых обычно косослоистых песчаников полимиктового (литокластического) состава, мощностью 350 *м*, и пачка темно-серых тонкослоистых доломитов, чередующихся в вишневыми алевролитами и аргиллитами. Эта пачка по р. Кролу достигает 350—400 *м* мощности, а на северо-запад она быстро замещается песчаниками, не отличимыми от лежащих ниже. Венчает разрез ангульской свиты 200—300-метровая пачка в общем таких же, как и ниже, песчаников, с прослоями сланцеватых аргиллитов, алевролитов, а иногда и гравийных песчаников. Общая мощность свиты 1000—1200 *м*.

Анастасьинская свита широко распространена в пределах Манского синклинория. Здесь в общем виде выделяется два типа ее разрезов. Первый из них характеризуется преимущественно карбонатным составом пород, незначительной мощностью (500—600 *м*), согласным залеганием на ангульской свите. Этот тип разреза выдерживается во всей Солбинской синклинали. Второй тип разреза свойствен остальной части Манского синклинория. Для него характерны большие мощности, широкое развитие граувакковых и полимиктовых песчаников; невыдержанные пачки крупногалечных, иногда тиллитоподобных конгломератов большой, но изменчивой мощности, и несогласное налегание пород непосредственно на рифее.

В области развития разреза второго типа по направлению к Берет-скому поднятию, разделяющему Жержульскую и Усть-Манскую синклинали, происходит полное замещение карбонатных пород свиты граувакковыми песчаниками. Наоборот, по мере удаления от поднятия в верхней части свиты все большее значение приобретают карбонатные породы. Максимальной мощности (до 1500—2000 *м*) анастасьинская свита достигает в центральных частях упомянутых синклиналей, а на кры-

некоторые исследователи считают возможным описывать их под одинаковыми названиями. Подобная унификация кажется преждевременной.

Одновозрастные только что описанным и близкие им по составу отложения широко развиты в смежных с Енисейским кряжем регионах — в западной части Восточного Саяна, в северном Присаянье, в Чадобецком поднятии, в Туруханском и Игарском районах.

Западная часть Восточного Саяна

Взгляды различных исследователей на стратиграфию нижнего кембрия названного региона весьма противоречивы. Разбор этих взглядов и обоснование принятой нами схемы расчленения кембрия приведены в работе В. В. Хоментовского, М. А. Семихатова и Л. Н. Репиной (1960).

Отложения нижнего кембрия в западной части Восточного Саяна выполняет два синклинория, разделенные Восточно-Саянским антиклинорием. Мы рассмотрим строение нижнекембрийских отложений только северного, Манского синклинория, так как именно он обнаруживает большое сходство с нижним кембрием Енисейского кряжа. В Сисимском синклинории кембрий представлен эффузивными и эффузивно-осадочными образованиями.

В Манском синклинории выделяются три прогиба высшего порядка — Солбинская, Жержульская и Усть-Манская синклинали, выполненные отложениями кембрия, в которых выделяется ряд свит.

Ангульская свита распространена лишь в Солбинской синклинали. Эта свита залегает с угловым несогласием на рифее и более древних образованиях и в основании несет 100—200-метровую пачку бурых и вишневых конгломератов с галькой в 3—7 *см* (иногда до 30 *см*) различных подстилающих пород. На северо-восточном крыле Солбинской синклинали конгломераты замещаются гравийными песчаниками. Выше выделяется пачка вишнево-красных мелко- и среднезернистых обычно косослоистых песчаников полимиктового (литокластического) состава, мощностью 350 *м*, и пачка темно-серых тонкослоистых доломитов, чередующихся в вишневыми алевролитами и аргиллитами. Эта пачка по р. Кролу достигает 350—400 *м* мощности, а на северо-запад она быстро замещается песчаниками, не отличимыми от лежащих ниже. Венчает разрез ангульской свиты 200—300-метровая пачка в общем таких же, как и ниже, песчаников, с прослоями сланцеватых аргиллитов, алевролитов, а иногда и гравийных песчаников. Общая мощность свиты 1000—1200 *м*.

Анастасьинская свита широко распространена в пределах Манского синклинория. Здесь в общем виде выделяется два типа ее разрезов. Первый из них характеризуется преимущественно карбонатным составом пород, незначительной мощностью (500—600 *м*), согласным залеганием на ангульской свите. Этот тип разреза выдерживается во всей Солбинской синклинали. Второй тип разреза свойствен остальной части Манского синклинория. Для него характерны большие мощности, широкое развитие граувакковых и полимиктовых песчаников, невыдержанные пачки крупногалечных, иногда тиллитоподобных конгломератов большой, но изменчивой мощности, и несогласное налегание пород непосредственно на рифее.

В области развития разреза второго типа по направлению к Берет-скому поднятию, разделяющему Жержульскую и Усть-Манскую синклинали, происходит полное замещение карбонатных пород свиты граувакковыми песчаниками. Наоборот, по мере удаления от поднятия в верхней части свиты все большее значение приобретают карбонатные породы. Максимальной мощности (до 1500—2000 *м*) анастасьинская свита достигает в центральных частях упомянутых синклиналей, а на кры-

льях Беретского поднятия сокращается до 600—800 *м*. В своде поднятия анастасьинская свита выпадает из разреза, и на рифей налегает лежащая выше жержульская свита. В доломитах анастасьинской свиты у дер. Анастасьино были найдены остатки птеропод.

Жержульская свита в Солбинской и в юго-восточной части Жержульской синклинали представлена в основном доломитами, в нижней части серыми и розовыми, с прослоями пестроцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, а иногда и конгломератов, а в верхней более чистыми, темными. В нижней части свиты по р. Мане у дер. Большой Унгут найдены брахиоподы *Acrotreta* sp.

В северной части Жержульской синклинали рассматриваемая свита в верхней своей части сложена светлыми массивными доломитами, а в нижней — быстро изменчивой серо- и пестроцветной терригенно-карбонатной толщей. В осевой части синклинали в этой толще преобладают доломиты и глинистые сланцы, а вблизи Беретского поднятия и тектонического шва, разделяющего Солбинскую и Жержульскую синклинали, в ней в большом количестве появляются алевролиты, кварцевые и граувакковые песчаники и конгломераты, отдельные линзы которых достигают 400 *м* мощности. В своде Беретского поднятия нижняя часть жержульской свиты сокращается в мощности и целиком представлена мелко-галечниковыми конгломератами и граувакками.

В восточной части Усть-Манской синклинали с жержульской свитой параллелизуется толща переслаивания известняков, известковистых песчаников и глинистых сланцев, известная в литературе под названием калтатского «горизонта», и нижняя часть торгашинских известняков с археоциатами базаихского горизонта. Жержульская свита залегает здесь на анастасьинской согласно, но со следами размыва. Нижняя ее подсвита не превышает 400 *м* мощности, а местами на сводах небольших антиклиналей вообще выклинивается.

Более молодые нижнекембрийские отложения в пределах Манского синклинория сохранились в Солбинской синклинали, где они выделяются в колбинскую свиту, и на небольшом участке в Усть-Манской синклинали, где входят в состав торгашинских известняков.

Колбинская свита залегает на жержульской с постепенными переходами и делится на три подсвиты.

1. Подсвита Выезжего Лога — пестро окрашенные плитчатые мергели, аргиллиты, известняки и реже алевролиты с многочисленными трилобитами толбочанского горизонта (*Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. taseevica* Rep., *B. prima* Lerm. и др.). Мощность 750 *м*.

2. Синерская подсвита: а) нижняя пачка — черные плитчатые известняки с остатками трилобитов *Tungussella manica* Rep., *Bulaiaspis sajanica* Rep. и другими формами олекминского горизонта. Мощность 150 *м*; в) верхняя пачка — массивные светлые доломиты без фауны. Мощность 200 *м*.

3. Нововасильевская подсвита — черные плитчатые известняки с трилобитами кетеменского горизонта — *Parapoliella obrutchevi* (Lerm.), *Bergeroniaspis divergens* Lerm., *Binodaspis spinosa* Lerm. и др. Мощность 700 *м*.

В пределах Усть-Манской синклинали возрастные аналоги описанных отложений пока не могут быть выделены в монотонной толще торгашинских массивных известняков, и наличие их устанавливается лишь по находкам фауны. По фауне же устанавливается, что верхняя часть торгашинской свиты включает и отложения еланского горизонта ленского яруса и нижнюю часть среднего кембрия.

Присаянье

В Присаянье нижнекембрийские отложения расчленяются, по данным ряда исследователей (Хоментовский, 1945, 1950; Хозанович, 1940; Кириченко и Гурьянова, 1955; Мордовский, 1956; Карасев, 1959; Цахновский, 1959; Карпышев, 1959 и мн. др.) на четыре свиты — карагасскую, оселочную, усть-тагульскую и тальскую.

Карагасская свита по р. Ие залегает с угловым несогласием на докембрии, а в более западных районах отделена от последнего разломом. В основании свиты по названным рекам залегает пачка красно-бурых конгломератов с хорошо окатанными гальками различных докембрийских пород размером 5—15 *см*. Мощность конгломератов по р. Ие изменяется от 100 и более метров на юге (гора Сублук) до 30—35 *м* севернее (пос. Аршан). Выше залегает пачка красноцветных косослоистых разнозернистых песчаников полимиктового состава, мощностью 100—150 *м* по р. Ие и до 400 *м* — по р. Уде. Более высокие горизонты карагасской свиты представлены крупно- и тонкозернистыми, розовыми и серыми тонкослоистыми, иногда косослоистыми песчанистыми доломитами, которые местами содержат линзы кремней. Среди доломитов наблюдаются прослои и пачки таких же, как и ниже, песчаников, алевролитов и мергелей. В мергелях наблюдаются глиптоморфозы по каменной соли и отпечатки кристаллов гипса. Мощность описанных пород по р. Ие 350 *м*, по р. Уде 250—300 *м*, по Туманшету — 400 *м* (видимая). Венчается разрез карагасской свиты пачкой бурых и серых тонко- и мелкозернистых преимущественно кварцевых песчаников, с прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность их составляет приблизительно 400 *м*, а всей свиты около 1000 *м*.

Оселочная свита налегает на карагасскую согласно; по р. Тагулу они связаны постепенными переходами, а по р. Уде и Бирюсе разделяются пластом конгломератов с галькой карагасских пород. В восточных разрезах, по рекам Ие и Уде, свита четко делится на две подсвиты (Мордовский, 1956, 1958; Кириченко и Гурьянова, 1955 и др.). Нижняя из них удинская, представлена зеленовато-серыми полимиктовыми и грауваковыми песчаниками с прослоями алевролитов, иногда аргиллитов, черных доломитов и очень редких гравелитов с гальками кварцитов и зеленокаменных эффузивов. Мощность подсвиты по р. Ие около 500 *м*, по р. Уде — 300—400 *м*. Верхняя, айсинская, подсвита представлена малиново-красными или зеленоватыми преимущественно кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, соотношения которых от места к месту меняются. Мощность подсвиты приблизительно 800—1000 *м*.

К северо-западу по направлению к бассейну Бирюсы вся оселочная свита обогащается пелитовым материалом, а в чередовании различных пород появляется правильная ритмичность, сходная с флишевой (Мордовский и др., 1953; Григорьев, 1958). В толще монотонного чередования полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов здесь также хорошо выделяется нижняя преимущественно серо- и зеленоцветная часть, отвечающая удинской подсвите, и верхняя — пестроцветная, соответствующая айсинской подсвите (Цахновский, 1959). Мощность оселочной свиты по р. Тагул около 1500 *м*.

Усть-тагульская свита в нижней своей части представлена красноцветными конгломератами (35 *м*), которые вверх постепенно переходят в малиновые и темно-бурые разнозернистые кварцево-полевошпатовые косослоистые песчаники (40 *м*). В конгломератах преобладают хорошо окатанные гальки кварцитов и кварцитовидных песчаников, реже встречаются гальки доломитов, аргиллитов и песчаников, гранитов, кремнистых пород и кварца. Размер их составляет 3—15 *см* и реже до 20 *см*. Контакт описанных конгломератов с подстилающими породами

не вскрыт. Выше в составе усть-тагульской свиты выделяется 120-метровая пачка чередования пестроцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, а в верхних 80 *м* и доломитов. Здесь наблюдаются редкие прослои гипса (Карпышев, 1959). Общая мощность свиты 200 *м*. Выделяющиеся в ее составе пачки по составу и последовательности отвечают соответствующим пачкам мотской свиты южной части Иркутского амфитеатра (Цахновский, 1959) и параллелизация этих свит не вызывает сомнений.

Тальская свита в бассейне р. Бирюсы с постепенным переходом залегает на усть-тагульской свите. В. С. Карпышев (1959) в ней по литологическим признакам выделил аналоги усольской, бельской, булайской и ангарской свит Иркутского амфитеатра. Южнее, по р. Ишидей, в аналогах верхней части тальской свиты известны остатки *Parapoliella abrutchevi* (Lerm.) (Мордовский, 1956) — характерной формы кетеменского горизонта. В горной части Восточного Саяна, в верховьях Уды, Большой и Малой Бирюсы, Тагула и Агула сохранились аналоги нижней части только что описанных отложений, где они выделяются в киченскую свиту (И. К. Миронов; Савельев, 1958; Клитин, 1960). В ее разрезе преобладают зеленовато-серые песчаники, алевролиты, известняки; им подчинены карбонатные сланцы, конгломераты, а местами вулканогенные породы. Видимая мощность свиты 2500—3000 *м*; от более древних пород она отделена разломом.

Из приведенных данных видно, что в западной части Восточного Саяна, в Присаянье и на Енисейском кряже ниже отложений ленского яруса, которые надежно увязываются друг с другом по фауне, залегает ряд терригенных свит, состав, последовательность напластования и даже мощности которых сходны в трех названных регионах (см. фиг. 38).

Действительно, строение ангульской свиты бассейна р. Маны до тонкостей повторяет строение карагасской свиты Присаянья и близко к строению ковальской и лопатинской свит Енисейского кряжа. Замещение доломитов ангульской свиты песчаниками как бы перекидывает мост между ковальской и карагасской свитами и служит подтверждением сделанных сопоставлений.

Строение удинской подсвиты оселочной свиты и алешинской свиты также очень близко друг к другу. Отличается от них своим преимущественно карбонатным составом анастасьинская свита Солбинской синклинали. Но развитые в Жержульской и Усть-Манской синклиналях известняково-граувакковые толщи по целому ряду признаков аналогичны чividинской и вороговской свитам Енисейского кряжа, одновозрастным алешинской свите. Такие сопоставления подтверждаются и почти одинаковым составом и текстурой терригенных пород сравниваемых свит. Точно так же киченская свита по составу с уверенностью может быть сопоставлена с алешинской и чividинской свитами.

Айсинская подсвита оселочной свиты и усть-тагульская свита по составу и стратиграфическому положению прекрасно сопоставляются с шалыгинской свитой, причем усть-тагульской свите по всем признакам отвечает верхняя пачка последней (Семихатов, 1959_1; Жарков, 1960). Если вспомнить, что усть-тагульская свита является аналогом мотской, то станет ясно, что шалыгинскую и немчанскую свиту нельзя отождествлять с мотской, а алешинскую и чividинскую — с оселочной, как это делают многие исследователи.

От шалыгинской и усть-тагульской свит и айсинской подсвиты нижняя часть жержульской свиты отличается своим существенно карбонатным составом. Однако это не может помешать сопоставлению названных свит, тем более, что на том же уровне на Енисейском кряже местами появляются мощные доломитовые толщи, а в лейбинской подсвите жержульской свиты известны терригенные породы.

Чадобецкое поднятие

Нижний кембрий Чадобецкого поднятия наиболее полно описан М. Н. Благовещенской (1958, 1959). По ее данным, несогласно на рифее здесь залегает брусская свита, представленная главным образом чередованием серых и зеленовато-серых тонкослоистых алевролитов, аргиллитов и мелко- и крупнозернистых песчаников. Мощность свиты 250—300 *м*. Выше с постепенным переходом залегает маньзинская свита — кирпично-красные аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями песчаников, известняков и мергелей. Мощность свиты около 400 *м*. На ней залегают близкие породы, но с большим количеством песчаников. Их М. Н. Благовещенская выделяет в свиту Точильной горы и оценивает их мощность в 200 *м*. Выше в разрезе следуют карбонатные породы климинской и агалевской свит.

Из приведенного описания видно, что брусская свита Чадобецкого поднятия прекрасно сопоставляется с алешинской свитой Енисейского кряжа, а маньзинская и Точильной горы — с шалыгинской.

Туруханский и Игарский районы

В Туруханском районе возрастные аналоги рассматриваемых отложений выделяются в платоновскую и костинскую свиты (Кириченко, 1940, 1955; Драгунов, 1959 и др.).

Платоновская свита залегает с размывом, а местами с угловым несогласием на рифее и делится на две подсвиты. Нижняя из них в нижней части сложена чередованием серых толстослоистых доломитов и зеленовато-серых аргиллитов, а в верхней — строматолитовыми серыми доломитами. Мощность подсвиты 180 *м*. Верхняя подсвита платоновской свиты выделяется по присутствию среди тонко- и среднеслоистых серых доломитов желтоватых и иногда красных массивных доломитов. Мощность подсвиты до 200—250 *м*. Общая мощность платоновской свиты 250 *м* по р. Сухой Тунгуске ниже р. Таборной, 400 *м* — у Буровой и более 300 *м* — по Нижней Тунгуске в Стрельных горах.

Выше согласно залегают светлые кавернозные доломиты и известняки костинской свиты, примерно в середине которых найдены трилобиты олекминского горизонта — *Tungusella manica* Rep., *Bulaiaspis* sp. и др. Мощность свиты более 1400 *м*.

Таким образом, костинскую свиту, по палеонтологическим данным, следует сопоставлять со всей или с большей частью лебяжинской свиты (см. фиг. 38). Верхнюю подсвиту платоновской свиты по ее стратиграфическому положению и наличию красноцветных пород можно сопоставить с немчанской и, возможно, в какой-то мере и с нижней частью лебяжинской свиты. Нижняя подсвита платоновской свиты по характерной зеленовато-серой окраске и месту в разрезе параллелизуется с чividинской свитой. Такая параллелизация подтверждается тем, что в крайних северо-восточных разрезах чividинской свиты в большом количестве появляются доломиты, внешне очень сходные с платоновскими, а чередование доломитов и песчаников с аргиллитами в чividинской свите у о-ва Талого разительно похоже на переслаивание доломитов и аргиллитов в нижней подсвите платоновской свиты по р. Сухой Тунгуске.

В Игарском районе ниже палеонтологически охарактеризованного ленского яруса залегает 1000-метровая терригенная толща, которая (Григорьев, 1958) по составу пород, их стратификации и текстурным особенностям очень похожа на оселочную и усть-тагульскую свиты северного Присаянья, и отличается от нее лишь сплошной красной окраской. Зеленоцветные породы образуют только небольшую пачку у види-

мого основания толщи и, по-видимому, в какой-то мере соответствуют чividинской свите (см. фиг. 38).

* * *

Таким образом, на Енисейском кряже, в западной части Восточного Саяна, в Присаянье, в Туруханском и Игарском районах описанные отложения подразделяются на два крупных комплекса — нижний терригенный и верхний карбонатный. В пределах всей этой обширной территории разрезы верхнего из них надежно увязываются по фауне, а нижнего — по литологическим признакам. Возраст верхнего комплекса по фауне определяется как ленский ярус нижнего кембрия (зона *Protolenus,* по Лермонтовой, 1951). Этот ярус, как известно, не исчерпывает собою весь объем нижнего кембрия и в Сибири подстилается отложениями алданского яруса, которые в верхней своей части содержат остатки фауны в бассейне Лены. Эта часть разреза (так называемая пестроцветная свита), по-видимому, отвечает мотской свите и ее аналогам в описанных разрезах (Покровская, 1954; Зайцев, 1954, 1958).

При сопоставлении ленского яруса Сибири в современном понимании с палеонтологически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия других стран выясняется, что он отвечает только верхней и притом меньшей их части. Так, в Северной Америке (в тихоокеанской зоогеографической провинции), где нижний кембрий ныне большинство исследователей делит на нижне- и верхнеоленеллусовые подзоны, ленскому ярусу, по данным Л. Н. Репиной и В. В. Хоментовского (1959), отвечает лишь верхняя из них. По мнению других исследователей (Покровская и Журавлева, 1960 и др.), в Северной Америке ленскому ярусу отвечает региональный перерыв, и весь палеонтологически охарактеризованный нижний кембрий этого континента соответствует алданскому ярусу Сибири.

Какую бы из этих точек зрения мы не приняли, очевидно, что какая-то часть нижнего из упомянутых комплексов рассматриваемого региона должна также входить в состав нижнего кембрия и отвечать алданскому ярусу, нижнеоленеллусовой подзоне Северной Америки и т. д., и весь вопрос состоит в том, на сколько ниже подошвы ленского яруса в описанных разрезах следует провести нижнюю границу кембрия.

Мощности отложений верхнеоленеллусовой подзоны в Аппалачах (King, 1949; Howell, 1956) и в Скалистых горах США (Lochman-Balk, 1956) и Канады ((Okulitch, 1956), зоны *Strenuella linnarssoni* (= зоне *Protolenus*) Польши (Samsonowicz, 1956) значительно уступает мощности более древних фаунистически охарактеризованных отложений тех же районов. Еще резче та же диспропорция выражена в разрезах Скандинавии (Хольтедаль, 1957) и юго-западной Англии (Stubblfield, 1956), где мощность зоны *Protolenus* не превышает нескольких десятков метров, а иногда измеряется сантиметрами в то время, как мощность всего нижнего кембрия здесь составляет первые сотни метров. Правда, в этих разрезах в кровле нижнего кембрия наблюдается размыв. Однако такое сокращение мощности в Англии и Скандинавии вряд ли может быть объяснено только размывом. По-видимому, отмеченная диспропорция мощностей зоны *Protolenus* и верхнеоленеллусовой подзоны с одной стороны, и более низких горизонтов кембрия, с другой,— представляет собою закономерное явление и, очевидно, является следствием того, что бóльшая часть объема нижнего кембрия отвечает нижнеоленеллусовой зоне и допротоленусовым слоям. Особенно показательны в этом отношении разрезы Скалистых гор и Польши, где сравниваемые части разреза представлены литологически близкими отложениями.

Если сделанное предположение верно, то, возвращаясь вновь к Енисейскому кряжу, можно думать, что подошва кембрия в описанных раз-

резах проходит значительно ниже подошвы ленского яруса. Этот вывод подтверждается наличием в анастасьинской свите (аналог чividинской и алешинской свит) остатков птеропод, а в низах жержульской свиты и брахиопод. Лежащая ниже ковальская свита и ее аналоги образуют с алешинской и шалыгинской свитами комплекс отложений, связанный единством состава, метаморфизма и степени дислоцированности. Вверх по разрезу эти отложения постепенно переходят в породы ленского яруса, а от подстилающих верхнерифейских пород они отделены глубоким размывом и угловым несогласием.

Данные об абсолютном возрасте отложений чividинской свиты, которые могли бы помочь в решении разбираемого вопроса, в настоящее время противоречивы. Как уже говорилось, для глауконитовых песчаников средней части чividинской свиты у фактории Курепы определен возраст в 745 млн. лет, а для глауконитовых доломитов нижней части свиты выше о-ва Талого — 520 и 560 млн. лет. По-видимому, все эти цифры, пока еще не подтвержденные повторными определениями, нуждаются в уточнении.

Учитывая все сказанное, мы считаем возможным в наших разрезах подошву кембрия условно провести в основании ковальской свиты и ее аналогов. Эта граница удобна и с практической точки зрения, так как на этом уровне в Енисейском кряже и смежных регионах произошли крупные события геологической истории.

В заключение еще раз отметим, что изложенная точка зрения на положение подошвы кембрия в описываемом районе разделяется не всеми, и ряд исследователей лопатинскую и чividинскую свиту и их аналоги в других регионах относят к рифею (синию; см. гл. I). Различные мнения по данному вопросу неизбежны, как и по вопросу в возрасте всяких переходных слоев. По существу, рассматриваемые свиты Енисейского кряжа и их аналоги в смежных регионах по стратиграфическому положению близки, если не тождественны валдайской серии Русской платформы и юдомской свите Сибирской платформы, возраст которых до настоящего времени одними геологами определяется как рифейский (синийский), а другими — как кембрийский.

Средний кембрий

Отложения среднего кембрия в пределах Енисейского кряжа в настоящее время не установлены, но они доказаны палеонтологически непосредственно восточнее, по Ангаре на крыльях Климинской антиклинали. Поэтому возможно, что местами они сохранились от предверхнекембрийского размыва и на восточной окраине Енисейского кряжа.

В пределах Климинской антиклинали по р. Ангаре, у устья р. Чадобец (Григорьев и Репина, 1956; Покровская, 1954) можно наблюдать, как на разные слои верхней пачки агалевской свиты с фауной кетеменского горизонта, по резкой неровной границе налегают известняки зеледеевской свиты со среднекембрийскими трилобитами. Таким образом, из разреза выпадают отложения еланского горизонта.

Нижняя часть зеледеевской свиты представлена светло-серыми, иногда пятнистыми, доломитизированными известняками с прослоями мергелей в верхней части. В нижней части этой 32-метровой пачки содержатся трилобиты: *Proasaphyscus sibiricus* N. Tchern., *Pr. clarus* N. Tchern., *Schistocephalus antiquus* N. Tchern. и другие трилобиты нижней части среднего кембрия. Верхняя часть зеледеевской свиты, мощностью 50—55 *м*, сложена чередующимися между собой серыми и реже красными известняками, мергелями, песчаниками и доломитами. Общая мощность зеледеевской свиты — 85—90 *м*. Выше с размывом залегает верхний кембрий.

Верхний кембрий

Эвенкийская свита

Красноцветные преимущественно терригенные толщи эвенкийской свиты широко распространены к востоку, юго-востоку и северу от Енисейского кряжа. Возраст этих отложений долгое время определялся условно, и лишь недавно по р. Подкаменной Тунгуске и Вельмо в них были найдены остатки верхнекембрийских трилобитов (Григорьев, Репина, 1956; Зайцев, 1954 и др.).

Эвенкийская свита залегает с размывом, а местами и с угловым несогласием на различных горизонтах ленского яруса и среднего кембрия (район устья Чадобец). В целом вся свита сложена красноцветными, и более редкими зеленовато-серыми алевролитами, аргиллитами, мергелями, песчаниками, подчиненными им доломитами (нередко строматолитовыми) и реже гипсами и ангидритами, которые приурочены главным образом к нижней части свиты. В породах содержатся плоские мелкие гальки алевролитов, а на поверхностях напластования в изобилии видны трещины усыхания, волноприбойные знаки, псевдоморфозы по каменной соли и т. п. Песчаники и алевролиты, как правило, косослоистые.

Мощность эвенкийской свиты и относительная роль в ее сложении перечисленных пород от места к месту закономерно меняются. На юго-западе района, на западном борту Канско-Ангарской впадины в свите резко повышается количество песчаников; среди них появляются грубозернистые разности и даже гравелиты; алевролиты и аргиллиты отходят на второй план, а карбонатные породы исчезают вовсе (Воропинов, 1957). Мощность свиты здесь составляет 1300—1500 *м*.

Еще бо́льших мощностей верхнекембрийские отложения достигают юго-западнее, в верхнем течении Маны. Здесь верхнему кембрию в какой-то мере соответствуют красноцветные песчаники, конгломераты и алевролиты баджейской свиты мощностью 2500—2700 *м* и нарвские конгломераты с галькой кембрийских пород и прорывающих их гранитоидов мощностью около 1500 *м* (Хоментовский и др., 1960). Эти породы залегают непосредственно на архее и рифее.

Напротив, к северо-востоку от Канско-Ангарской впадины, по р. Ангаре выше р. Иркинеевой мощность эвенкийской свиты резко сокращается и не превышает 500—600 *м*. В ее сложении основную роль приобретают мергели, алевролиты и доломиты; песчаники в заметном количестве здесь встречаются лишь в низах свиты (Благовещенская, 1958; Карасев, 1959). Восточнее, по р. Ангаре, в районе устья Чадобец, терригенные породы эвенкийской свиты в значительной мере замещаются карбонатными, а песчаники вообще исчезают от разреза. Мощность свиты здесь 300—350 *м* (Воропинов, 1957).

На восточной окраине Енисейского кряжа, в верховьях рек Горбилка и Большого Пита, по данным Ю. Н. Елхова, в основании эвенкийской свиты появляется мощная (100—400 *м*) пачка красных конгломератов с гальками размером от 1 до 40 *см* кварцитовидных песчаников, кварца, глинистых и филлитовидных сланцев и нижнекембрийских карбонатных пород. Мощность свиты здесь составляет 500—600 *м*. Аналогичные породы развиты в основании верхнего кембрия и севернее, в верховьях Вельмо (Горяинова и др., 1954). Более молодые коренные образования, развитые главным образом по периферии Енисейского кряжа, представлены терригенно-карбонатными отложениями ордовика, карбонатными породами силура, пестроцветными песчаниками и алевролитами девона и угленосными отложениями карбона и перми. Рассмотрение этих отложений выходит за рамки настоящей работы.

Глава III

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ РИФЕЯ И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ

Выделение нижнекембрийских и рифейских структурно-фациальных зон в юго-западной Сибири является достижением последних 10—15 лет. Первые шаги в этом направлении сделал А. С. Хоментовский (1945), который вдоль юго-восточной окраины Енисейского кряжа и северных предгорий Восточного Саяна выделил Ангаро-Канский прогиб, отличающийся большими мощностями нижнего палеозоя. Позднее В. Г. Васильев и другие (1956, 1957) описали нижнекембрийскую Канско-Тасеевскую впадину, контуры которой близко совпадают с контурами Ангаро-Канского прогиба, и, по геофизическим данным, установили, что восточным ее ограничением служит область приподнятого залегания кристаллического фундамента — Чуно-Бирюсинский свод.

Н. С. Зайцев (1954 стр. 432) пришел к выводу, что прогиб вдоль внешнего края Сибирской платформы в нижнем кембрии «отчетливо развит только вдоль более молодого обрамления платформы — области байкальской складчатости» в то время, как области древнего обрамления — Восточный Саян и Южно-Енисейский кряж — граничат с платформой по краевому шву. Сходная точка зрения отражена в и объяснительной записке к тектонической карте масштаба 1 : 5 000 000. Ее составители (объяснительная записка 1957, стр. 34) пишут, что «обрамляющие Сибирскую платформу с запада Енисейское и Туруханское поднятия резко отличаются от Байкальской зоны отсутствием краевого прогиба».

В отличие от этого Г. И. Кириченко ($1956_{1, 2}$), просуммировав имевшиеся в то время данные, пришел к выводу, что на месте Енисейского кряжа в нижнем кембрии существовал краевой прогиб, западная граница которого располагалась значительно западнее кряжа.

Первую попытку выделить рифейские фациальные зоны на Енисейском кряже сделал Г. И. Кириченко (1955). Он описал восточную зону, к которой относятся восточная и северная части кряжа и Туруханское поднятие, и западную зону, охватывающую центральную и западную части кряжа. Позднее Г. И. Кириченко (1956_3, 1958_3) эти зоны описал как подзоны, а западную из них разделил на две — центральную и западную. Восточная подзона отличается «субплатформенным режимом развития», начиная с тунгусикской серии, западная — появлением рифейских эффузивов, а центральная является «переходной между восточной и западной». Нижнекембрийские толщи, отделенные от рифея несогласием, по мнению Г. И. Кириченко, отвечают платформенному этапу развития региона.

О. А. Глико (1957) пришел к выводу, что восточная часть Енисейского кряжа в рифее представляла собою платформу, отделенную от смежной геосинклинали глубинным разломом, в общем совпадающим с западным крылом Ангаро-Питского сиклинория.

Близкие выводы в отношении палеоструктуры Туруханского района сделал В. И. Драгунов (1959, стр. 57—58): «в течение синия западная окраина южной части обрамления (обрамления Тунгусской синеклизы — *М. С.*) относилась к геосинклинали, более же восточная представляла переходную между платформой и геосинклинальную зону... В нижнем палеозое восточная часть территории обрамления была краевым прогибом...».

Т. Н. Спижарский (1958, 1960) выделяет на рассматриваемой территории краевой прогиб, «выполненный синийскими, нижнекембрийскими и верхнекембрийскими отложениями мощностью до 5000 *м*», но, в отличие от Г. И. Кириченко, считает, что он протягивался вдоль восточного склона Енисейского кряжа, вдоль зоны Ангарских складок и Восточного Саяна, обрамляя дугой названные приподнятые участки, которые Т. Н. Спижарский относит к области байкальской складчатости.

По-иному подошла к выделению палеоструктур группа сотрудников Геологического института АН СССР (Репина, Семихатов, Хоментовский, 1956_{1-2}; Хоментовский, 1957, 1959; Семихатов, 1957, 1959_{1-2}; Хоментовский, Семихатов, Репина, 1960). Установленное названными геологами большое сходство нижнего кембрия Манского синклинория, Присаянья и Енисейского кряжа и резкое отличие его от кембрия Сисимского синклинория позволило, с одной стороны, резко расширить границы кембрийского Ангаро-Канского прогиба, включив в него область Манского синклинория, а с другой — противопоставить его прогибу, занимавшему область южного склона Восточного Саяна. Проанализировав особенности развития и структурного положения Ангаро-Канского прогиба, В. В. Хоментовский (1957, 1959) и М. А. Семихатов (1959_{1-2}) пришли к выводу о миогеосинклинальной природе прогиба и установили, что от платформы он был отделен флексурой, а от смежной части эвгеосинклинали — геоантиклиналью на месте Восточно-Саянского антиклинория. М. А. Семихатов (1959_2) выявил сложное внутреннее строение Ангаро-Канского прогиба и описал в его пределах продольное поднятие.

В. В. Хоментовский (1960) описал область развития восточного типа разреза рифейских отложений Енисейского кряжа как внешнюю, а область развития западного типа — как внутреннюю зону миогеосинклинали, различающиеся по истории своего развития.

В то же время Г. И. Кириченко и В. И. Драгунов (1960) вторую из упомянутых зон рассматривают как рифейскую эвгеосинклиналь, а первую — как миогеосинклиналь и считают, что к востоку от области байкальской складчатости располагался передовой прогиб Сибирской платформы. К северу от Енисейского кряжа, по мнению В. И. Драгунова, все упомянутые зоны резко сужаются.

Л. И. Салоп (1960) на рассматриваемой территории различает позднедокембрийскую платформу, миогеосинклиналь (восточная и центральная зоны Енисейского кряжа Г. И. Кириченко) и эвгеосинклиналь (западно-енисейская зона и северо-западная часть Восточного Саяна), а также «побочную ветвь байкалид» — область Иркинеевского выступа. По его мнению, замыкание геосинклинального режима в регионе произошло в результате складчатости, последовавшей после отложения чividинской и до отложения немчанской свиты (этот уровень Л. И. Салоп принимает за границу кембрия и докембрия).

А. А. Предтеченский (1960) пришел к выводу, что в нижнем кембрии на месте Енисейского кряжа существовала суша, которая протягивалась непрерывной широкой (200—300 *км*) полосой через кряж и далее через

Восточный Саян и отделяла платформенный бассейн от геосинклинального. Мнение о платформенном характере нижнего кембрия Енисейского кряжа отражено и в ряде других работ (Зайцев, 1958; Косыгин и Лучицкий, 1960; Кириченко, 1960 и др.). В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов (1961) на основании формационного анализа опровергли это мнение и подтвердили вывод о миогеосинклинальной природе Ангаро-Канского прогиба.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Основные структурные элементы Енисейского кряжа были перечислены выше (см. гл. II.). Наиболее хорошо изученным из них является Ангаро-Питский синклинорий (фиг. 39). Его форма в плане напоминает равнобедренный треугольник, основание которого примерно совпадает с отрезком Ангары от Маньзи до Мотыгино. Для рифейских толщ, выполняющих синклинорий, типичны крупные, бесформенные или почти изометричные пологие синклинальные складки, разделенные более узкими и более вытянутыми антиклиналями. Амплитуда тех и других измеряется километрами; они ориентированы в различных, нередко взаимоперпендикулярных направлениях и часто сопровождаются разломами. На западных крыльях складок породы, как правило, залегают более круто (40—60°, иногда до 70°), чем на восточных, где углы падения редко превышают 30—40°, а обычно составляют 15—20°. В ядрах структур породы залегают очень полого, иногда почти горизонтально или же смяты в пологоволнистые складки. На фоне такого залегания на крыльях складок наблюдаются ступенчатые флексуры, а вблизи разломов (особенно в сланцевых толщах) развиваются мелкие сложные складки, иногда вплоть до плойчатости.

Вдоль восточного крыла Ангаро-Питского синклинория протягивается сильно вытянутая в северо-западном направлении горст-антиклиналь. Несмотря на ее вытянутость породы в ее пределах залегают в общем так же полого, как и западнее, а форма складки обусловлена сопровождающими ее разломами. В этом отношении показательно, что вблизи восточного из этих разломов породы верхнего кембрия стоят практически на головах, в то время как обычно они лежат почти горизонтально. В междуречье Тонауля и Каменки, где упомянутые разломы затухают, структура рифея у восточного крыла синклинория аналогична описанной выше.

Сходную структуру представляет собой Иркинеевский выступ. Здесь древние свиты приобретают восток-северо-восточное простирание, близкое к простиранию южного крыла Ангаро-Питского синклинория. В ядре Иркинеевского выступа, ограничиваясь с обеих сторон разломами, обнажаются рифейские свиты, а крылья слагают нижний и верхний кембрий. Рифейские отложения выступа слагают антиклинальную и сопряженную с ней с севера синклинальную складку, на крыльях которых породы обычно падают под углами 20—40°. Лишь в бассейне Иркинеевой углы падения местами 60—70°. Характерно, что к крыльям поднятия углы падения рифейских свит уменьшаются и приближаются к наблюдаемым в нижнем кембрии. Последний вблизи разломов, ограничивающих Иркинеевский выступ, падает под углами 15—18°, а вдали от них — 8—10°.

Такое спокойное залегание нижнего кембрия лишь местами нарушается флексурами и приразломными складками, в пределах которых углы наклона пород достигают 60—80° (см. фиг. 16).

Особняком в пределах Ангаро-Питского синклинория стоит узкая зона вытянутых кулисообразно расположенных антиклиналей и смеж-

ных с ними с запада синклиналей, которая протягивается вдоль западного крыла синклинория и рельефно выделяется на фоне развитых восточнее и западнее бесформенных структур. Вслед за Г. И. Кириченко (1956_1) ее назовем Ишимбинской. Она протягивается от междуречья Тыры и Ненчан на севере к верховьям рек Удоронги и Прямой на юге. Южнее она выражена менее отчетливо, но к ней, несомненно, относятся острый выступ Дашкинской мульды в верховьях Дашки и антиклиналь у устья Пай.

Структуры, входящие в состав Ишимбинской зоны, по очертаниям в плане приближаются к линейным (соотношение осей 1 : 4—1 : 10), но, в отличие от типичных линейных структур, ориентировка их несколько различна, так что на простирании антиклинали с амплитудой 1—2 *км* нередко располагается не менее крупная синклиналь. В целом рифейские отложения здесь залегают более круто, чем в смежной части Ангаро-Питского синклинория, причем и тут проявляется известная асимметрия структур — у антиклиналей восточные крылья круче западных (60—80° против 30—60°), а у смежных с запада синклиналей соотношения крыльев обратные.

То же самое характерно и для входящих в Ишимбинскую зону Южно-Енисейской и Ишимбинской синклиналей, выполненной нижним кембрием (см. фиг. 39). Они отличаются от прочих таких структур смежной части Енисейского кряжа своей вытянутостью в плане.

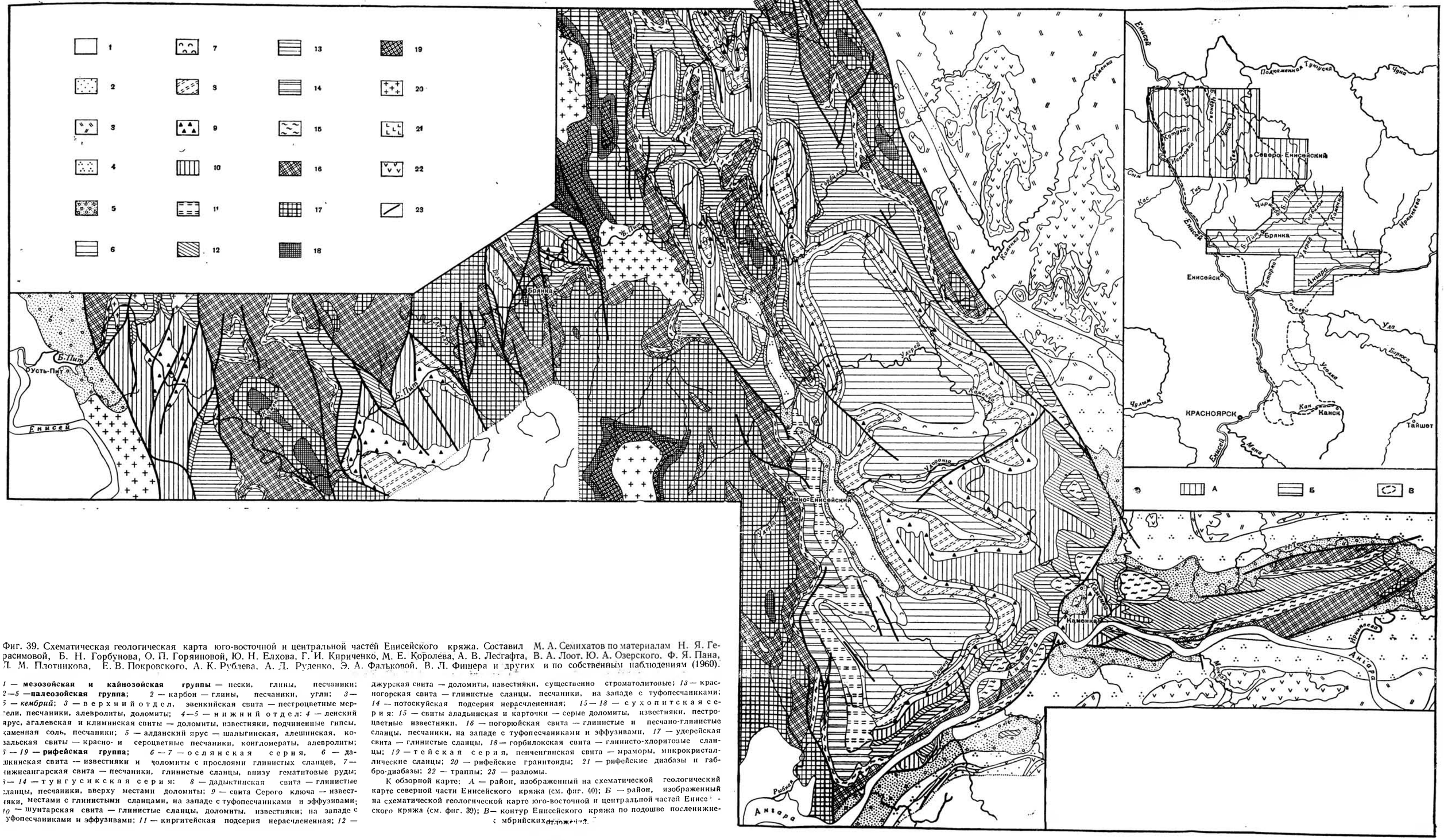
Весьма характерно, что к югу от верховьев р. Прямой в бассейне Киргитея, где складки в Ишимбинской зоне делаются более изометричными, ее кулисообразно подставляет система крупных меридиональных разломов — Южно-Енисейский разлом (Глико, 1957). В более северных участках зоны входящие в ее состав складки сопровождаются серией более мелких разломов.

К сказанному надо добавить, что именно к рассматриваемой зоне приурочены наиболее четкие несогласия между рифеем и кембрием (Кириченко, 1958_1).

Ишимбинская зона ориентирована в почти меридиональном направлении, косо по отношению к общей структуре Енисейского кряжа, за счет чего и получается своеобразная треугольная форма Ангаро-Питского синклинория. К северу от него располагается обширное поле развития удерейских сланцев, и Ишимбинская зона не вырисовывается на геологической карте (см. фиг. 40). Но в низовьях Теи на ее простирании отмечаются очень резкие угловые несогласия в основании кембрия. Эти данные в сочетании с рассматриваемыми ниже данными об изменении мощностей нижнего кембрия, позволяют проследить Ишимбинскую зону и к северу от Ангаро-Питского синклинория. Из всего сказанного можно сделать вывод, что она представляет собой шовную зону.

Рифейские отложения Татарского антиклинория рассечены многочисленными крупными разломами на серию мелких блоков, и судить о характере складчатых структур здесь затруднительно. Лишь местами в южной части антиклинория сохраняются более или менее крупные их фрагменты, похожие на описываемые ниже структуры западной окраины кряжа. В северной части антиклинория наблюдается чередование крупных вытянутых антиклиналей и синклиналей. Из-за недостаточной изученности территории на геологической карте (см. фиг. 40) они кажутся просто построенными. В действительности же они осложнены более мелкими складками различных порядков, вплоть до плойчатости; местами наблюдаются изоклинальные и опрокинутые складки, не типичные для рифея Енисейского кряжа. Направление их опрокидывания — в стороны от свода антиклинория хр. Карпинского.

Рассматриваемые антиклинальные и синклинальные складки ориентированы более меридионально, чем кряж в целом, и кулисообразно



Фиг. 39. Схематическая геологическая карта юго-восточной и центральной частей Енисейского кряжа. Составил М. А. Семихатов по материалам Н. Я. Герасимовой, Б. Н. Горбунова, О. П. Горяиновой, Ю. Н. Елхова, Г. И. Кириченко, М. Е. Королева, А. В. Лесгафта, В. А. Лоот, Ю. А. Озерского, Ф. Я. Пана, Л. М. Плотникова, Е. В. Покровского, А. К. Рублева, А. Д. Руденко, Э. А. Фальковой, В. Л. Фишера и других и по собственным наблюдениям (1960).

1 — **мезозойская и кайнозойская группы** — пески, глины, песчаники; *2—5* — **палеозойская группа**; *2* — карбон — глины, песчаники, угли; *3* — *5* — *кембрий*; *3* — верхний отдел, эвенкийская свита — пестроцветные мергели, песчаники, алевролиты, доломиты; *4—5* — нижний отдел: *4* — ленский ярус, агалевская и климинская свиты — доломиты, известняки, подчиненные гипсы, каменная соль, песчаники; *5* — алданский ярус — шалыгинская, алешинская, козальская свиты — красно- и сероцветные песчаники, конгломераты, алевролиты; *6 — 19* — **рифейская группа**; *6 — 7* — ослянская серия, *6* — дашкинская свита — известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев, *7* — нижнеангарская свита — песчаники, глинистые сланцы, внизу гематитовые руды; *8 — 14* — тунгусикская серия: *8* — дадыктинская свита — глинистые сланцы, песчаники, вверху местами доломиты; *9* — свита Серого ключа — известняки, местами с глинистыми сланцами, на западе с туфопесчаниками и эффузивами; *10* — шунтарская свита — глинистые сланцы, доломиты, известняки; на западе с туфопесчаниками и эффузивами; *11* — киргитейская подсерия нерасчлененная; *12* — джурская свита — доломиты, известняки, существенно строматолитовые; *13* — красногорская свита — глинистые сланцы, песчаники, на западе с туфопесчаниками; *14* — потоскуйская подсерия нерасчлененная; *15 — 18* — сухопитская серия: *15* — свиты аладьинская и карточки — серые доломиты, известняки, пестроцветные известняки, *16* — погорюйская свита — глинистые и песчано-глинистые сланцы, песчаники, на западе с туфопесчаниками и эффузивами, *17* — удерейская свита — глинистые сланцы, *18* — горбилокская свита — глинисто-хлоритовые сланцы; *19* — тейская серия, пенченгинская свита — мраморы, микрокристаллические сланцы; *20* — рифейские гранитоиды; *21* — рифейские диабазы и габбро-диабазы; *22* — траппы; *23* — разломы.

К обзорной карте: *А* — район, изображенный на схематической геологический карте северной части Енисейского кряжа (см. фиг. 40); *Б* — район, изображенный на схематической геологической карте юго-восточной и центральной частей Енисейского кряжа (см. фиг. 39); *В* — контур Енисейского кряжа по подошве послеинжнекембрийских отложений.

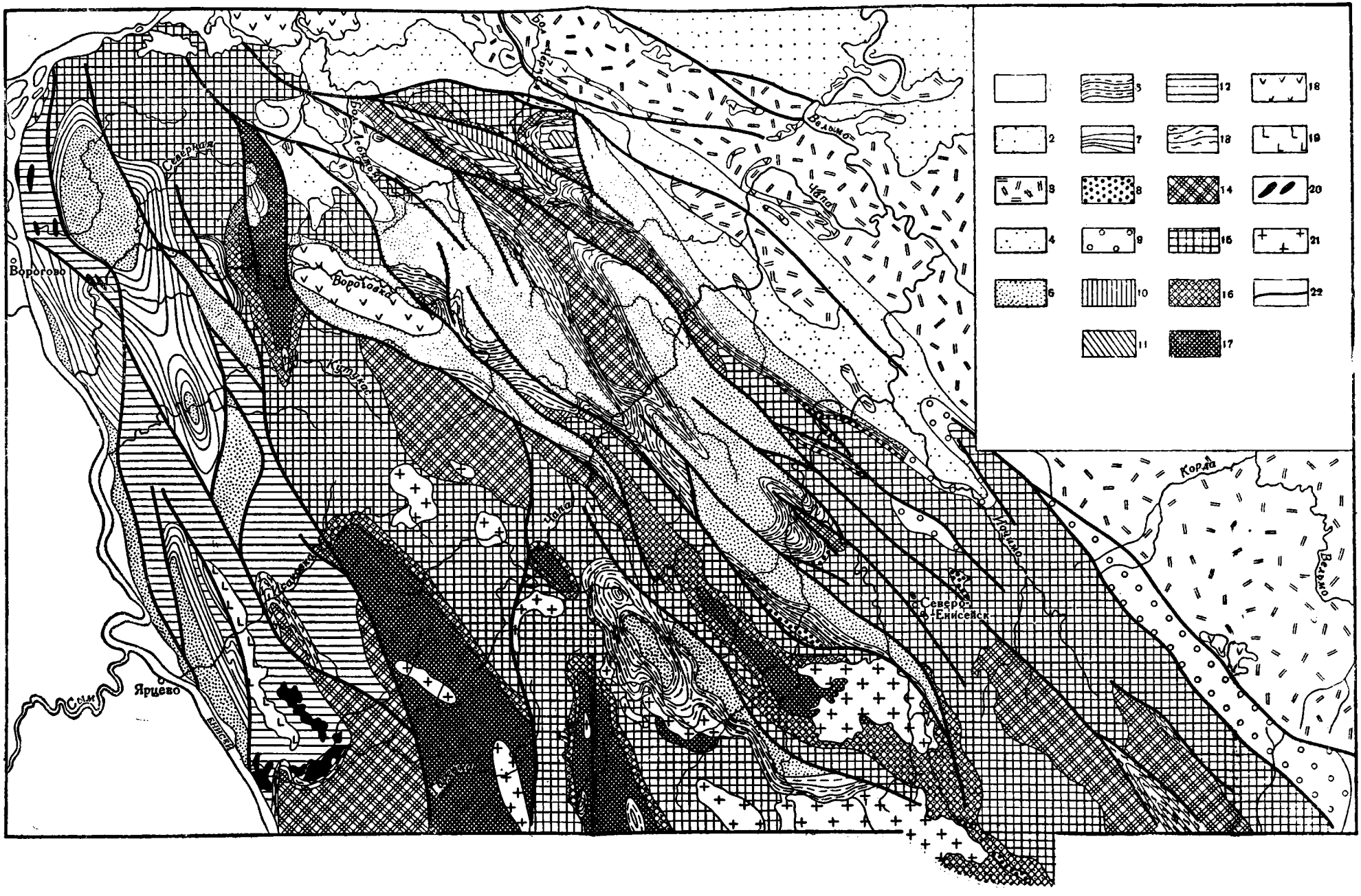


Рис. 40. Схематическая геологическая карта северной части Енисейского кряжа. Составили М. А. Семихатов, Е. А. Елкин и О. И. Супруненко по материалам Н. П. Вербицкой, О. П. Горяиновой, А. Х. Иванова, Г. И. Кириченко, Е. К. Ковригиной, Ф. П. Ковригина, А. Я. Копаевича, М. И. Лейбовича, Г. С. Несмиха, Н. С. Подгорной, Е. В. Покровского, Н. М. Смирновой, Э. А. Фальковой, Я. Д. Шенкмана, Н. Э. Шульц и других и по собственным наблюдениям (1959).

1 — **мезозойская и кайнозойская группы** — глины, пески, песчаники; *2 — 9* — **палеозойская группа**; *2* — **ордовик** — известняки, доломиты, песчаники; *3—9* — **кембрий**: *3* — **верхний отдел, эвенкийская свита**. Пестроцветные мергели, алевролиты, песчаники, доломиты; *4— 9* — **нижний отдел**: *4* — **ленский ярус, лебяжинская свита** — доломиты, известняки; *5—9* — **алданский ярус**: *5* — **немчанская свита** — красноцветные песчаники, конгломераты, доломиты, *6* — **чividинская свита** — сероцветные песчаники, алевролиты, доломиты, валунно-галечные аргиллиты, *7* — **вороговская свита** — сероцветные песчаники, известняки, *8* — **лопатинская свита** — красноцветные песчаники, конгломераты, *9* — **немчанская, чividинская и лопатинская свиты нерасчлененные**; *10 — 17* — **рифейская группа**; *10—12* — **тунгусикская серия**: *10* — **шунтарская свита** — глинистые сланцы, известняки; *11* — **джурская свита** — доломиты, известняки, местами строматолитовые, *12* — **красногорская свита** — глинистые, микрокристаллические и кристаллические сланцы, песчаники, известняки, на западе подчиненные эффузивы; *13—15* — **сухопитская серия**: *13* — **свита аладьинская и карточки** — серые и пестрые известняки, серые доломиты, *14* — **погорюйская свита** — глинистые сланцы, кварциты, местами кристаллические сланцы и гнейсы, *15* — **удерейская и горбилокская свиты** — глинистые и глинисто-хлоритовые сланцы, местами кристаллические сланцы и гнейсы; *16—17* — **тейская серия**: *16* — **пенченгинская свита** — мраморы, кристаллические сланцы, *17* — **свита хр. Карпинского** — гнейсы, кристаллические сланцы; *18* — **траппы**; *19* — **рифейские диабазы**; *20* — **рифейские серпентиниты**; *21* — **рифейские гранитоиды**; *22* — **разломы**.

подставляют друг друга, в результате чего создается общее северо-западное простирание антиклинория хр. Карпинского. Характерно, что направление кливажа и кристаллизационной сланцеватости также отклоняется от общего простирания антиклинория и приближается к меридиональному.

По западной окраине кряжа, в бассейне Большого Пита располагаются Орловская и Верхне-Каменская синклинали и косо ориентированная по отношению к ним Сухопитская антиклиналь. Их очертания в плане приближаются к изометричным и, судя по контурам на геологической карте (см. фиг. 39), эти структуры в общем достаточно пологи. Между тем на их крыльях наблюдаются крутые углы падения пород (50—80 и даже 90°), а в сланцевых свитах нередко развивается сложная складчатость высших порядков.

Внутреннее строение рассматриваемых структур, амплитуда которых составляет несколько километров, осложнено складками с амплитудой в сотни метров. Эти складки хорошо видны на геологической карте Орловской синклинали (см. фиг. 7). Последняя с запада ограничена крутым Вятским надвигом, а внутренняя структура синклинали осложнена серией продольных разломов, по которым происходит ступенчатое опускание блоков от крыльев складки к ее ядру. Орловская синклиналь отделяется от Сухопитской антиклинали системой разломов; так же сочленяется Сухопитская антиклиналь и смежная с востока Каитьбинская синклиналь (см. фиг. 39).

Таким образом, мы видим, что структура рифейских толщ на востоке Енисейского кряжа проще, чем в его центральной и западной частях, причем заметное усложнение структуры происходит непосредственно к западу от Ишимбинской шовной зоны.

Сходная картина наблюдается в нижнекембрийских отложениях Енисейского кряжа. В области Иркинеевского выступа, как мы видели, нижний кембрий в целом образует очень пологую антиклиналь, углы падения на крыльях которой редко превышают 15—20°. В более западных районах Приангарья нижний кембрий образует простые, нередко брахиоформные или изометричные крупные структуры с углами падения на крыльях 15—20°. Эти складки ориентированы несколько различно и по своему характеру близки к структурам Ангаро-Питского синклинория, хотя и более пологи, чем они. Лишь вблизи крупных разломов в нижнем кембрии здесь наблюдаются крутые залегания пород, а в Тасеевской зоне складок — и запрокинутое залегание алданского яруса нижнего кембрия.

В северной части Енисейского кряжа, в Кордо-Лебяжинском синклинории, рифейские и нижнекембрийские отложения рассечены серией разломов северо-западного направления на ряд ступенчатых блоков шириной 5—20 *км* и длиной 50—80 *км* (фиг. 40). Амплитуда этих разломов увеличивается к своду антиклинория хр. Карпинского и местами достигает 3,5—4 *км*.

В пределах упомянутых блоков в нижнем кембрии наблюдаются пологие синклинальные и реже антиклинальные складки, на крыльях которых углы падения в целом возрастают от юго-восточной части Кордо-Лебяжинского синклинория к западной (в среднем 15—30°, против 30—50°). Это сопровождается появлением интенсивной рассланцовки в валунно-галечных аргиллитах чividинской свиты. Более крутые (до 60—70°) залегания пород в восточной части синклинория наблюдаются лишь в низовьях Теи на северном продолжении Ишимбинской шовной зоны. Но непосредственно восточнее степень дислоцированности нижнего кембрия резко уменьшается, и углы падения здесь лишь вблизи разломов превышают 10—12°. Более крутые складки нижнего кембрия наблюдаются в Нижневороговском синклинории, особенно в его запад-

ной части. Так, например, в Ярцевской синклинали углы падения крыльев складки в среднем составляют 50—60°, нередко возрастают до 70—90° и лишь иногда уменьшаются до 20—30°.

Сходная картина наблюдается в приустьевой части р. Вороговки, но в ядрах структур залегание пород здесь значительно положе, хотя нередко и осложняется крутыми флексурами. Среди рассматриваемых структур наблюдаются как сильно вытянутые в плане, так и брахиформные; ориентировка их осей от складки к складке несколько меняется. В целом они очень напоминают структуры в рифейских отложениях западной части Енисейского кряжа (см. фиг. 39 и 40), хотя и отличаются от них более пологими залеганиями пород на крыльях, отсутствием или крайней редкостью плойчатости, отсутствием изоклинальных и опрокинутых складок.

Лишь в междуречье Тиса и Большого Пита, на правобережье Енисея нижний кембрий слагает очень простые структуры с углами падения 10—15°. Более крутые углы (вплоть до вертикальных) здесь наблюдаются только вблизи Вятского надвига.

Таким образом, и в нижнекембрийских отложениях Енисейского кряжа проявляется общая асимметрия его структуры — более сильно дислоцированное западное крыло и проще построенное восточное (Глико, 1957; Кириченко, Додин, 1958 и др.).

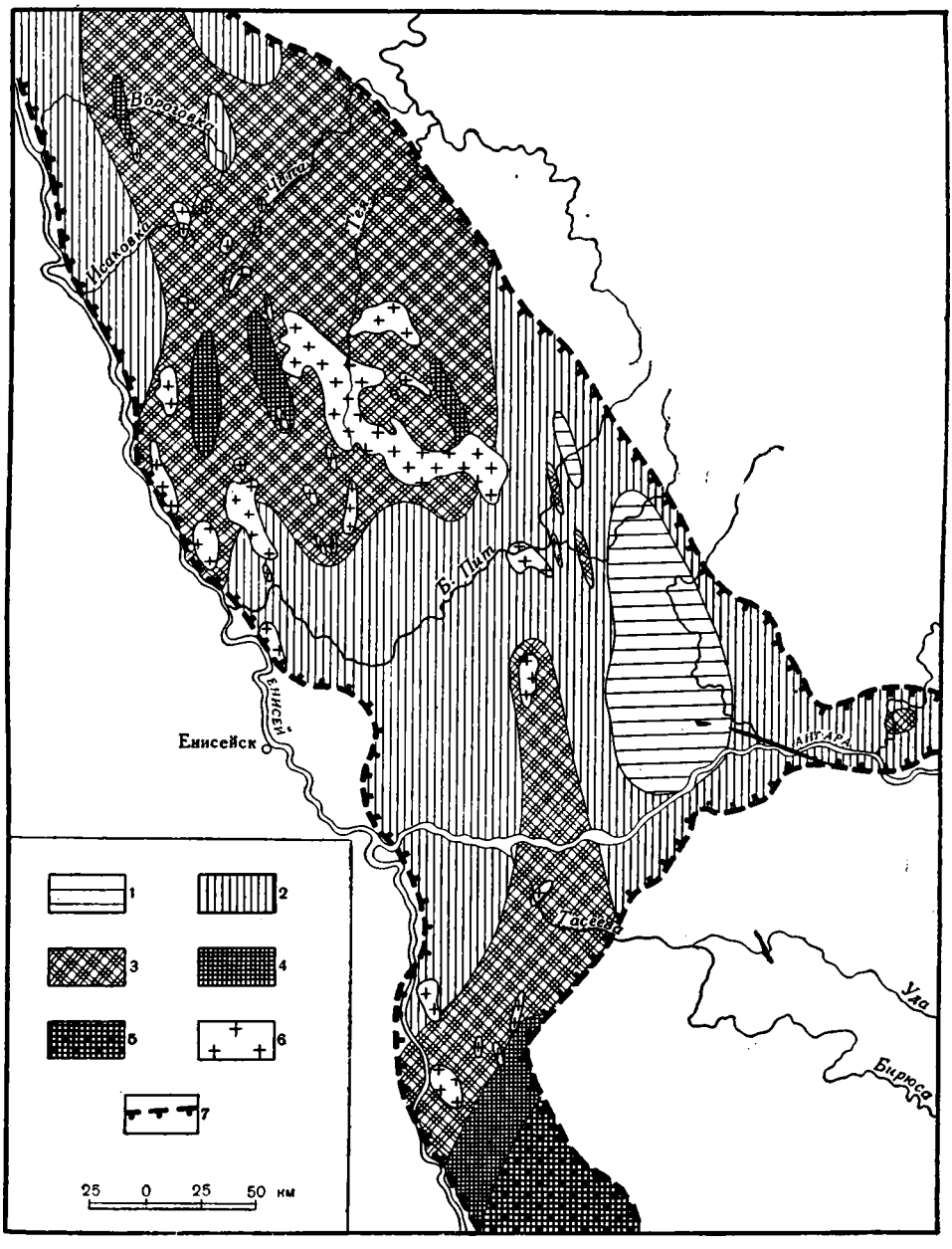
Лежащие выше палеозойские отложения, обрамляющие Енисейский кряж, характеризуются пологим, почти горизонтальным залеганием, осложненным вблизи границ кряжа простыми складками, сундучными и гребневидными антиклиналями, флексурами и разломами (Плотников, 1959). Возраст большинства разломов кряжа ныне определяется как позднегерцинский на основании того, что они затрагивают отложения перми и даже траппы пермо-триаса (Кириченко, Додин, 1958). Это обстоятельство нередко рассматривают как довод в пользу молодого возраста структур Енисейского кряжа, так как они, как мы видели, обычно так или иначе связаны с разломами и, по-видимому, в какой-то мере ими обусловлены.

Но в то же время взаимоотношения верхнего кембрия и ордовика с более древними отложениями, с одной стороны, и взаимоотношение нижнего кембрия с рифеем, с другой — свидетельствуют о существовании и более ранних движений.

Структурное несогласие под верхнекембрийско-ордовикской толщей хорошо устанавливается в Канско-Ангарской впадине по срезанию на коротких интервалах различных горизонтов нижнего кембрия, наблюдается в низовьях Теи (Малич, 1959) и особенно отчетливо в бассейне Большой Лебяжьей. Здесь эвенкийская свита, залегающая на средней части ленского яруса (по-видимому, на толбочанском горизонте), без видимого несогласия перекрывается байкитской свитой верхней части нижнего ордовика, которая несколько западнее переходит на лебяжинскую свиту, а на левобережье Малой Лебяжьей прямо на рифей. Байкитская свита лежит почти горизонтально, а рифейские породы падают под углами 30—40°.

Но все эти сведения относятся к периферии Енисейского кряжа, так как в его центральной части отложения верхнего кембрия не сохранились. Поэтому данные о палеоструктуре кряжа по предверхнекембрийскому срезу получить нельзя.

Несколько больше в этом отношении дает преднижнекембрийский срез, так как нижний кембрий наблюдается в ряде пунктов кряжа и налегает на различные рифейские толщи. Попытка составить грубую палеогеологическую схему по этому уровню сделана на фиг. 41. На ней видно, что к началу кембрия на Енисейском кряже образовалось два крупных сводных поднятия, одно из которых располагалось в бассейне рек Теи,



Фиг. 41. Схема докембрийской структуры Енисейского кряжа.

1 — ослянская серия; *2* — тунгусикская серия; *3* — сухопитская серия; *4* — тейская серия; *5* — архей; *6* — рифейские гранитоиды (современный контур, обобщен); *7* — современный контур Енисейского кряжа по подошве послеверхнекембрийских отложений

Чапы, Тиса и Вороговки, а другое — в области Южно-Енисейского кряжа. Амплитуда их достигала 10—12 *км*. Эти поднятия отделялись друг от друга не менее крупным прогибом, наиболее погруженные части которого, по-видимому, занимала область современного Ангаро-Питского синклинория. Анализ взаимоотношений кембрия и рифея вдоль западной границы этой наиболее погруженной части свидетельствует о возникновении к началу кембрия Качендинской антиклинали — одной из

складок Ишимбинской зоны. Отсюда можно сделать вывод, что и другие складки, входящие в названную зону, в том или ином виде оформились в конце рифея. Простые расчеты показывают, что в это время углы падения в Ишимбинской зоне достигали 30—35° и более, вплоть до 90° в низовьях Теи, где кембрий налегает на головы рифейских пластов (см. фиг. 19), между тем как на остальной части кряжа, судя по величине углового несогласия между рифеем и кембрием, рифей залегал гораздо положе — 10—15°..

При этом характерно, что даже там, где кембрий налегает на самые низкие горизонты рифея, величина углового несогласия между ними не выходит за указанные пределы. С этими данными хорошо согласуются и очень простые контуры на палеогеологической схеме (см. фиг. 41). На ней хорошо видно, что рифейские структуры ориентированы более меридионально, чем современные складки (см. фиг. 39 и 40) и основная масса сопровождающих их разломов. Таким образом, последние косо секут элементы древней структуры (Семихатов, 1959$_2$).

ВЫДЕЛЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

РИФЕЙСКИЕ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Разрезы рифейских отложений на большей части Енисейского кряжа, как мы видели выше, в общем однообразны, и только по западной его окраине в них появляются пласты и пачки вулканогенных пород. Это обстоятельство позволяет в пределах региона в общих чертах выделить два типа разреза: карбонатно-терригенный восточный, характерный для большей части кряжа, и западный, типичный для западной его окраины, в котором в небольшом количестве появляются вулканогенные породы. Смена одного типа разреза другим происходит быстро и приурочена к узкой зоне, протягивающейся с севера на юг через весь Енисейский кряж (Семихатов, 1960$_2$). Это обстоятельство позволяет выделить на кряже две фациальные зоны рифея и делает излишним выделение центральной «переходной» зоны, описываемой Г. И. Кириченко (1956$_3$, 1958$_3$).

Рифейские отложения западной части Восточного Саяна наиболее близки к отложениям западной зоны Енисейского кряжа и, по-видимому, отвечают ее более внутренним участкам (Хоментовский, 1957; Хоментовский, Семихатов, Репина, 1960), что подтверждается фациальными изменениями рифея в самой западной части Восточного Саяна. Сходство рифейских отложений Енисейского кряжа, Чадобецкого поднятия и Восточного Саяна (см. фиг. 11) показывает, что названные районы в эту эру входили в состав единого обширного прогиба, который может быть назван Ангаро-Канским по аналогии с прогибом, обрамлявшим Сибирскую платформу с юго-запада в кембрии.

Из рассмотрения рисунков 5 и 6 видно, что в пределах Енисейского кряжа мощность почти всех рифейских свит вначале очень постепенно, а затем несколько быстрее возрастает с востока на запад и максимальных значений достигает в западной фациальной зоне. Еще бóльшие мощности рифея отмечаются в западной части Восточного Саяна (внутренняя часть той же зоны). Напротив, к востоку мощность рифея, насколько можно судить по разрезу Чадобецкого поднятия, несколько сокращается.

Сказанным, по существу, исчерпываются сведения о распределении мощностей рифея в рассматриваемой части Ангаро-Канского прогиба. На основании их составить представление о форме и ограничении прогиба не удается. Несколько больше в этом отношении дает анализ фаций.

Рифей Туруханского района по типу своего строения относится к Восточно-Енисейской фациальной зоне (Кириченко, 1956_3, 1958_3), а по мощностям наиболее близок к разрезам Иркинеевского выступа (см. фиг. 11). Рифейские же толщи Игарского района, несомненно, принадлежат к западному типу разреза. Учитывая, что границы крупных фациальных зон обычно протягиваются по простиранию структур, можно полагать, что Ангаро-Канский прогиб в рифее протягивался от Игарки и Туруханска к Енисейскому кряжу в близмеридиональном направлении. Появление в рифее западной части Восточного Саяна и Присаянья эффузивов (западный тип разреза) показывает, что к югу от кряжа прогиб поворачивал к юго-востоку, по-видимому, следуя вдоль края древней Сибирской платформы (Хоментовский, 1960; Салоп, 1960; Григорьев, Семихатов, 1961), подобно тому, как он следовал в нижнем кембрии.

Восточное ограничение рассматриваемого прогиба в рифее достоверно не установлено. Увеличение грубости терригенного материала в ряде свит Енисейского кряжа с запада на восток, уменьшение их мощностей в том же направлении и появление терригенных пород в аналогах свит карточки, аладьинской и джурской на Чедобецком поднятии позволяет думать, что к востоку от последнего в центральной части Сибирской платформы в рифее существовала устойчивая зона поднятий. По-видимому, она охватывала значительные площади Лено-Ангарского междуречья и верховий Нижней Тунгуски и Ангары, так как развитые в Прибайкалье рифейские отложения к этим районам выклиниваются, и кембрий во внутренней части Иркутского амфитеатра залегает прямо на архее [1] (Писарчик, 1955).

Принимая во внимание все сказанное, можно думать, что восточный борт Канско-Ангарского прогиба в рифее протягивался в общем в север-северо-западном направлении, несколько восточнее Чадобецкого поднятия. Этот вывод в общих чертах совпадает с мнением Т. Н. Спижарского (1960) относительно восточной границы рифейского прогиба, располагавшегося к востоку от Енисейского кряжа. В то же время он противоречит выводу Л. И. Салопа (1960) о том, что восточная граница внешнего пояса геосинклинального прогиба байкалид в рассматриваемом регионе совпадала с восточной границей Енисейского кряжа. Восточнее, согласно Л. И. Салопу, располагалась докембрийская платформа, в которую в области Иркинеевского выступа и зоны ангарских складок вдавалась «побочная ветвь байкалид». Тождество рифейских отложений Иркинеевского выступа и прилежащей части Ангаро-Питского синклинория, а также одинаковые закономерности изменения их фаций и мощностей в Приангарье и в бассейне Большого Пита и Горбилка не позволяет согласиться с представлением о существовании упомянутой «побочной ветви».

Внешнее ограничение рассматриваемого прогиба еще менее определенно. Л. И. Салоп (1960) полагает, что им на значительном протяжении служило поднятие, располагавшееся в области развития архея в Восточном Саяне, Саяно-Енисейском мосту и Южно-Енисейском кряже. Но если бы такое поднятие существовало, оно неминуемо сказалось бы в распределении фаций и мощностей рифея. Мы же видим, что при движении от Сибирской платформы к внутренней части Ангаро-Канского прогиба мощность рифейских отложений прогрессивно увеличивается, постепенно уменьшается грубость терригенного материала и появляются эффузивы, количество которых последовательно растет (сравни

[1] Представления некоторых геологов о том, что трехчленному байкальскому комплексу во внутренней части Иркутского амфитеатра соответствуют породы, относимые Я. К. Писарчик к ушаковской свите кембрия, нельзя считать обоснованными.

Орловскую синклиналь Енисейского кряжа, северное и южное крыло Восточно-Саянского антиклинория).

Здесь уместно напомнить, что среди кристаллических пород Южно-Енисейского кряжа и западной части Восточного Саяна значительную роль играют глубоко метаморфизованные рифейские образования, и лишь часть этих кристаллических образований действительно относится к более древнему структурному этажу.

Рифейские отложения южного крыла Восточно-Саянского антиклинория относятся к эвгеосинклинальным образованиям (Хоментовский, 1957, 1959; Мелещенко и др., 1960). В современной структуре этот антиклинорий ограничен глубинными разломами, из которых, по крайней мере, северный заложился еще в рифее (см. ниже). По всей вероятности, этот разлом и ограничивал в рифее с юга Ангаро-Канский прогиб и отделял его от смежной с ним эвгеосинклинали.

Мощная вулканогенная толща кувайской свиты, которая вклинивается в преимущественно осадочную серию рифея Манского синклинория, генетически, по-видимому, связана с этим разломом. Такое предположение подтверждается тем, что размещение вулканогенных пород Енисейского кряжа контролировалось одной из ветвей этого разлома (Семихатов, 1960_2).

В поперечном направлении рифейский Ангаро-Канский прогиб был асимметричен. Мы уже отмечали приуроченность наиболее мощных разрезов и вулканогенных пород к его внутреннему, юго-западному крылу, а наиболее грубых терригенных отложений — к внешнему, приплатформенному. Еще резче эта асимметрия проявляется в размещении интрузивных пород и зон повышенного метаморфизма (фиг. 42). Рифейские гранитоиды и основные породы известны лишь в Восточном Саяне и в западной части Енисейского кряжа, а в восточной части последнего (Ангаро-Питский синклинорий) и Туруханском поднятии их нет. Рифейские серпентиниты, известные в западной части Восточного Саяна, на Енисейском кряже встречаются лишь в крайней западной его части. Точно так же зоны повышенного метаморфизма рифейских отложений наблюдаются только в западной части Енисейского кряжа (один в бассейне рек Исаковки, Нижней и Верхней Сурнихи и второй — в низовьях р. Тасеевой и Южно-Енисейском кряже) и в западной части Восточного Саяна (верховья Маны).

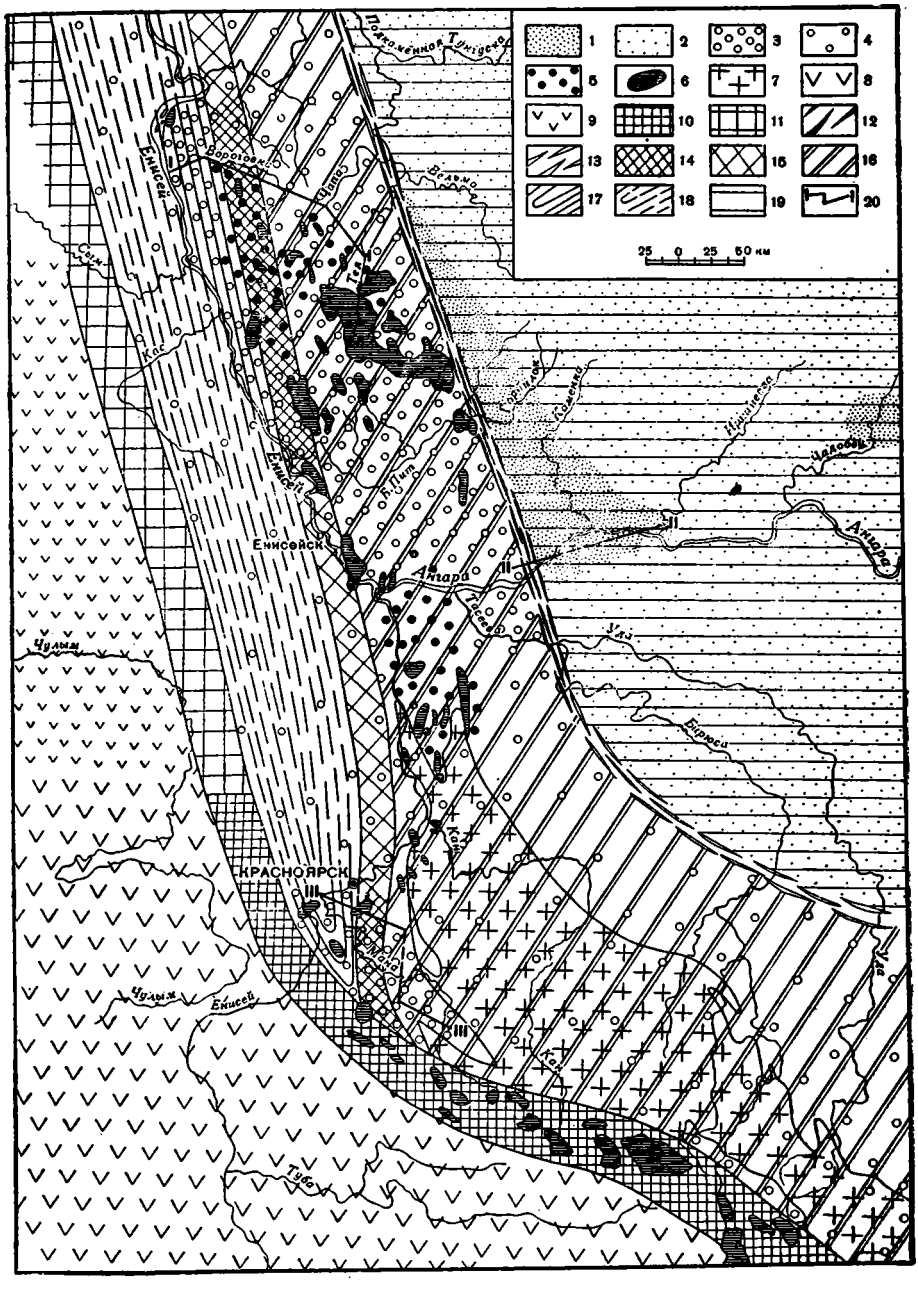
К этому надо добавить, что структура рифейских толщ, как мы видели, заметно различается на востоке и на западе кряжа.

Все это позволяет в пределах единого рифейского Ангаро-Канского прогиба вслед за В. В. Хоментовским (1960), выделить две зоны — внешнюю или приплатформенную и внутреннюю.

Выше уже говорилось, что усложнение структуры рифея происходит непосредственно западнее Ишимбинской зоны; здесь же появляются первые гранитоиды (Татарский, Аяхтинский, Чиримбинский, Каламинский и другие массивы); в пределах самой зоны наблюдается несколько увеличенный градиент изменения мощностей (см. фиг. 5 и 6), а в ряде свит обнаруживаются местные фациальные изменения. Все это позволяет провести границу внешней и внутренней зон рифейского прогиба по Ишимбинской шовной зоне.

Ранее к сходным выводам пришел О. А. Глико (1957), который считал, что Южно-Енисейский разлом, кулисообразно подставляющий Ишимбинскую зону, в рифее отделял край Сибирской платформы от смежной с ним геосинклинали.

Важно подчеркнуть, что наличие в рифейском прогибе, примыкающем к платформе, двух зон — внешней и внутренней,— которые различаются по мощностям, фациям и дислоцированности выполняющих их отложений, а также по проявлениям магматизма и метаморфизма, характерно не



Фиг. 42. Схема рифейских и нижнекембрийских структурно-фациальных зон Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна.

1—13—элементы рифейской структуры; *7—19*—элементы нижнекембрийской структуры. *1* — внешняя приплатформенная зона рифейской миогеосинклинали; *2*—то же под более молодыми отложениями; *3* — внутренняя зона рифейской миогеосинклинали; *4* — то же предполагаемое, *5* — области повышенного метаморфизма рифейских отложений; *6*—рифейские гранитоиды; *7* — кристаллические породы фундамента, выведенные на поверхность, докембрийские гранитоиды и глубоко метаморфизованные рифейские отложения; *8* — рифейская, нижне- и среднекембрийская Алтае-Саянская эвгеосинклиналь (без расчленения); *9* — то же предполагаемое; *10* — граница эв- и миогеосинклинали — глубинный разлом в рифее и Енисейско-Саянское геоантиклинальное поднятие в нижнем и среднем кембрии; *11* — то же предполагаемое; *12* — Ишимбинская зона — граница внешней и внутренней зон миогеосинклинали в рифее и зона сочленения платформы и миогеосинклинали в нижнем кембрии; *13* —то же предполагаемое; *14* — Лебяжинско-Беретское нижнекембрийское поднятие; *15*— то же предполагаемое; *16*—внешняя приплатформенная зона нижнекембрийской миогеосинклинали (Тейско-Канский прогиб); *17* — внутренняя зона нижнекембрийской миогеосинклинали (Приенисейский прогиб). *18*— то же предполагаемое; *19* — нижнекембрийская платформа; *20* — линии профилей (см. фиг. 43)

только для Ангаро-Канского прогиба. Недавно В. С. Журавлев и М. И. Осадчук (1960) в рифейском прогибе на северо-восточной окраине Русской платформы выделили две зоны, которые по всем признакам аналогичны описанным выше зонам Ангаро-Канского прогиба. Характерно, что внешняя из них, как и в нашем примере, примыкает непосредственно к приподнятой области архейского фундамента платформы, и граница между ними проходит по глубинному разлому (Гафаров, 1961). Представляется вероятным, что такой же характер сочленения со щитом наблюдался и у Ангаро-Канского прогиба.

НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЕ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ

Распределение мощностей алданского яруса на Енисейском кряже показывает, что в начале кембрия здесь обособились две различные области. Одна из них, восточная, наиболее полно вскрытая в Приангарской части кряжа, характеризуется малыми мощностями алданского яруса (обычно 200—300 *м* и лишь на западе до 600 *м*) и очень плавными их изменениями (см. фиг. 13 и 43), градиент которых здесь не превышает 5—7 *м/км*, а обычно составляет всего 2—3 *м/км* (Семихатов, 1957, 1959_2). К этой области, которую можно назвать Иркинеевской, относятся выходы алданских пород на Иркинеевском выступе, в междуречье Маньзи и Кокуя, в бассейне Каменки и (на севере кряжа) в истоках Вельмо и Корды. К востоку от Енисейского кряжа к той же области относится Чадобецкое поднятие. Правда, мощность алданского яруса здесь выше, чем на Иркинеевском выступе, но состав и формационная характеристика его там и здесь одинаковы (Григорьев, Семихатов, 1961). Градиент изменения мощностей на участке р. Иркинеево — р. Чадобец не превышает 3—4 *м/км*.

К западу от рассмотренной области малых, плавно меняющихся мощностей, располагается иная область, обнимающая остальную, бóльшую часть Енисейского кряжа. Она характеризуется очень большими мощностями алданского яруса (от 1,5—2 до 4—4,5 *км*) и, что не менее важно, быстрыми их изменениями. Градиент последних здесь колеблется от 40—50 до 80 *м/км*.

Таким образом, в алданский век на территории Енисейского кряжа выделялись две структуры первого порядка — относительно стабильная область, которая испытывала небольшие, неконтрастные погружения, и обрамлявший ее с запада активно развивавшийся Ангаро-Канский прогиб. К юго-востоку от кряжа этот прогиб, как установил А. С. Хоментовский (1945), протягивался в Присаянье.

Переход от малых, плавно меняющихся мощностей Иркинеевской области к большим, резко изменчивым мощностям прогиба происходит в узкой зоне (см. фиг. 13), которая в кембрии, по-видимому, представляла собой подобие флексуры. Она пересекает Ангару в районе дер. Бык, откуда, судя по малым мощностям алданского яруса в Южно-Енисейской синклинали и в истоках Корды и большим мощностям — в бассейне Теи и Талой, протягивается на северо-запад, к устью Горбилка, к устьям Теи и Чапы (см. фиг. 42), и, по-видимому, далее в том же направлении вдоль левобережья Вельмо (Семихатов, 1957, 1959_{1-2}).

К югу от Ангары, в районе слияния рек Чуны и Бирюсы, А. С. Хоментовский (1938, 1945) предполагал поднятый кристаллический Чунский массив. Это предположение резко критиковал М. М. Одинцов (1942), но геофизические данные, полученные в последние годы (Васильев и другие, 1956, 1957), показали, что здесь действительно располагается область приподнятого залегания кристаллического фундамента — Чуно-Бирюсинский подземный свод. На его западном крыле мощность нижнего кембрия (ленского и, по-видимому, алданского яруса) быстро сокращается (Спи-

жарский, 1958). Иначе говоря, зону резкого сокращения мощностей к югу от Ангары можно провести по границе упомянутого свода, примерно к месту слияния рек Чуны и Бирюсы и далее вдоль р. Кайтым (Семихатов, 1959_1).

Изложенные данные показывают, что Ангаро-Канский прогиб на правобережье Тасеевой не поворачивал к северо-востоку вдоль подножий Енисейского кряжа, как думали А. С. Хоментовский (1945) и В. Г. Васильев и другие (1956, 1957), и тем более не огибал Енисейский кряж и зону Ангарских складок с востока и юго-востока, как считает Т. Н. Спижарский (1958, 1960), а протягивался к северу. Точно так же, в свете всего сказанного, нельзя согласиться с мнением М. Н. Благовещенской (1960) и некоторых других исследователей о существовании в области Иркинеевского выступа нижнекембрийского краевого поперечного прогиба. Некоторые исследователи считают, что в нижнекембрийской структуре региона большую роль играл Ангарский разлом субширотного простирания, который разделял блоки с различным режимом тектонических движений. Имеющийся ныне фактический материал не подтверждает это мнение, так как существенных субширотных изменений типов разрезов нижнего кембрия выявить не удается, в то время как с востока на запад такие изменения происходят очень резко.

Полоса быстрого сокращения мощностей нижней части нижнего кембрия, т. е. граница прогиба и расположенной восточнее относительно приподнятой области, пространственно близко совпадает с Ишимбинской шовной зоной, разделившей внутреннюю и внешнюю области рифейского прогиба, что лишний раз подтверждает первостепенное значение этой зоны, с одной стороны, и позволяет трассировать ее к югу и к северу от Ангаро-Питского синклинория,— с другой (см. фиг. 42).

Области, лежащие к востоку от Ишимбинской зоны, в начале нижнего кембрия, как мы видели, испытывали плавные, спокойные опускания. Развитые здесь отложения алданского яруса дислоцированы незначительно, по своему вещественному составу, формационной характеристике и мощностям они близки к синхроничным отложениям внутренних районов Сибирской платформы и северо-западного склона Алданского щита. Это позволяет считать, что Иркинеевская область в алданский век входила в состав Сибирской платформы (Семихатов, 1959_{1-2}, Григорьев, Семихатов, 1961).

Многие геологи полагают, что внешним, западным ограничением Ангаро-Канского прогиба служило сводовое поднятие в области развития архея в Южно-Енисейском кряже и Присаянье. С этим мнением согласиться, однако, нельзя. Выявленное в последние годы большое сходство разрезов нижнего кембрия Енисейского кряжа, Северного Присаянья и Западной части Восточного Саяна, одинаковые закономерности изменения его фаций и мощностей на этой территории и единство его формационной характеристики показывают, что названные районы в нижнем кембрии входили в состав единого Ангаро-Канского прогиба. Точно так же близость разрезов нижнего кембрия в бассейне рек Уды, Бирюсы и Тагула по разные стороны от поля распространения кристаллических толщ северного склона Восточного Саяна, рост мощностей алданского яруса по направлению к Южно-Енисейскому кряжу, большие мощности нижнего кембрия в Солбинской синклинали и в верховьях Уды, Бирюсы, Агула и Тагула и т. д.— все это свидетельствует о том, что в нижнем кембрии рассматриваемые области развития кристаллических пород были вовлечены в общие нисходящие движения и входили в состав фундамента возникшего здесь прогиба (Хоментовский, 1957; Семихатов, 1959_{1-2}). Из сказанного ясно, что краевого шва в Присаянье и Южно-Енисейском кряже в кембрии (Зайцев, 1954) не могло возникнуть, так как условия, необходимые для этого (Шатский, 1947), здесь отсутствовали.

Что же, однако, служило юго-западной границей рассматриваемого прогиба? Наиболее отчетливо эта граница устанавливается в западной части Восточного Саяна (Репина, Семихатов, Хоментовский, 1956_{1-2}; Хоментовский, 1957; Хоментовский, Семихатов, Репина, 1960). Кембрийские отложения Манского синклинория, как мы видели, очень близки одновозрастным отложениям Енисейского кряжа, в то время как кембрий Сисимского синклинория резко отличается от них по составу, стратиграфическому объему и мощностям. Разделяющий эти синклинории Восточно-Саянский антиклинорий является главнейшей положительной структурой Восточного Саяна, которая протягивается на несколько сотен километров и на всем своем протяжении ограничена крупными разломами (Обручев, 1942; Зайцев, 1954, 1960; Мелещенко и др., 1960).

Южный разлом разграничивает выходы рифея в осевой зоне Восточного Саяна и кембрийские толщи его южного склона. Местами по простиранию он сменяется зонами дробления, которые играли роль подводящих каналов для кембрийских эффузивов. Второй, так называемый Главный разлом Восточного Саяна, ограничивает Восточно-Саянский антиклинорий с северо-востока и на большей части своего протяжения отделяет его от архейских толщ северного склона хребта. В западной части Восточного Саяна, в бассейне р. Кувай, этот разлом разделяется на две ветви, одна из которых протягивается далее к северо-западу вдоль крыла антиклинория, а другая подходит к стыку Жержульской и Солбинской синклиналей почти под прямым углом и как бы затухает. Но анализ структуры кембрия в этом месте показывает, что он протягивается и далее к северу под покровом нижнего кембрия. Об этом свидетельствует наличие в зоне сочленения названных синклиналей гирлянды кулисообразно расположенных разломов и флексур, шовных положительных и отрицательных складок. Однако амплитуда развитых здесь нарушений несравненно меньше амплитуды основного разлома. Таким образом, движения по нему происходили в основном в рифее и в сильно ослабленном виде в посленижнекембрийское время. Наличие же непрерывных перемещений по нему в нижнем кембрии устанавливается по резким изменениям фаций и мощностей нижнего кембрия. Все сказанное подкрепляет выводы о том, что эти разломы принадлежат к категории глубинных.

Кембрийские толщи на крыльях Восточно-Саянского антиклинория залегают несогласно на низких горизонтах рифея, а по мере удаления от свода переходят на более высокие горизонты. В то же время состав ряда кембрийских свит делается менее грубообломочным, и их разрез надстраивается вниз за счет появления более низких частей кембрия, отсутствовавших вблизи антиклинория.

Иначе говоря, уже к началу кембрия Восточно-Саянский антиклинорий существовал как положительная структура и в течение всего нижнего и, по-видимому, части среднего кембрия возвышался над поверхностью моря в виде узкой непрерывной кордильеры. Аналогичную роль антиклинорий играл и юго-восточнее. Местами установлено (Клитин, 1960), что именно он служил источником сноса в нижнем кембрии.

Все это показывает, что Восточно-Саянский антиклинорий на всем протяжении кембрийской истории был геоантиклинальным поднятием, служившим южным ограничением Канско-Ангарского прогиба (Репина, Семихатов, Хоментовский, 1956_{1-2}, Хоментовский и др., 1960). К сходным выводам также пришли В. С. Мелещенко и другие (1960) и Н. С. Зайцев (1960).

К западу от верховьев Дербины Восточно-Саянский антиклинорий скрывается под девоном Минусинской впадины. Но, по-видимому, геоантиклиналь, существовавшая в кембрии на его месте, протягивалась далее на северо-восток (см. фиг. 42). Так позволяет думать близость кембрийских отложений хр. Арга и Солгонского кряжа к кембрию Сисимского

синклинория и резкое их отличие от кембрия Усть-Манской синклинали. Достаточно определенно граница двух прогибов устанавливается и севернее. Здесь, на левобережье Енисея к западу от Енисейского кряжа фиксируется поднятие, служившее, как и Восточно-Саянский антиклинорий, источником терригенного материала в течение большей части нижнего кембрия (Семихатов, 1959_2). Вероятно, что эти две структуры соединялись в единое геоантиклинальное поднятие, названное В. Н. Григорьевым и М. А. Семихатовым (1961) Енисейско-Саянским. Можно думать, что на всем протяжении оно было ограничено глубинными разломами, как то имело место в Восточном Саяне.

Существование крупной структуры к западу от Енисейского кряжа в самое последнее время получило геофизическое подтверждение. А. М. Загороднов и М. И. Залипухин (1960) описали здесь т. н. Раттско-Касскую зону положительных магнитных аномалий, которая протягивается от истоков Турухана через факторию Ратта к верховьям Елогуя и среднему течению Каса. Характерно, что различные аномалии, соответствующие погребенным современным структурам Енисейского кряжа, активно воздействуют на Раттско-Касский максимум. Исходя из этого, А. М. Загороднов и М. И. Залипухин считают, что последний сформировался еще в архее. Но выше уже говорилось, что современные структуры Енисейского кряжа в его открытой части косо ориентированы по отношению к древнему структурному плану. По-видимому, аналогичное явление имеет место и в разбираемом случае, и оно никак не может являться доводом в пользу архейского возраста Раттско-Касской зоны. Вероятно, относительно ее природы более прав И. В. Дербиков (1958), который считает, что южная часть зоны (Касский максимум) в рифее представляла собою поднятие, поставлявшее терригенный материал в прогиб Енисейского кряжа.

Пространственное совпадение южной части Раттско-Касской зоны и северной части Енисейско-Саянского поднятия, установленного по геологическим данным, в сочетании со всем только что изложенным позволяет считать, что Раттско-Касский максимум отражает собою названное древнее поднятие. Этот вывод подтверждается и геофизическими данными, позволяющими полагать (В. С. Сурков) связь южной части «Касского максимума» с северо-западным продолжением Восточно-Саянского антиклинория.

Приведенные данные в общем согласуются с мнением тех геологов, которые считают, что Енисейский кряж в нижнем кембрии был перекрыт морем и что западная граница располагавшегося здесь прогиба находится на левобережье Енисея (Кузнецов, 1946; Кириченко, 1956_2; Глико, 1957; Хоментовский, 1957 и др.). В то же время эти данные показывают ошибочность представлений А. А. Предтеченского (1960) о том, что в пределах кряжа и Восточного Саяна в нижнем кембрии существовала область суши шириной 200—300 *км* и протяженностью до 1500 *км*, представляющая собою западный сегмент «древнего поднятия южной Сибири». В основе этого вывода лежит представление о том, что нижний кембрий Енисейского кряжа представлен только маломощной пачкой красноцветных песчаников и соленосных отложений, которые имеют прибрежный характер и отмечают «максимальную границу трансгрессии кембрийского моря». Те же отложения в западных разрезах, где они имеют большие мощности, по мнению А. А. Предтеченского, относятся к рифею и исчерпывают собой его объем. На критике подобных построений мы останавливались выше (см. гл. II).

Внутреннее строение гигантского Ангаро-Канского прогиба было сложным. При рассмотрении распределения типов разрезов и мощностей алданского яруса в северной части Енисейского кряжа (см. фиг. 21, 31, 35, 37) прежде всего обращает на себя внимание узкая, меридионально

вытянутая полоса, в которой нижние горизонты кембрия выпадают из разреза, и прямо на рифей налегает немчанская, а местами и лебяжинская свита. Эта полоса протягивается от рек Большой и Малой Лебяжьей к р. Рыбной, к среднему течению Вороговки и истокам Исаковки. К востоку и к западу от нее под немчанской свитой появляются согласно пластующиеся более древние нижнекембрийские отложения (чивидинская и вороговская свиты), мощность которых, равно как и самой немчанской свиты, в том же направлении увеличивается. На правобережье Енисея максимальные мощности алданского яруса наблюдаются в крайних западных его выходах, а на востоке — примерно по линии факт. Курепа — устье Чивиды — правобережье Большой Черной. К северо-востоку от этой линии мощности алданского яруса последовательно сокращаются с 4—5 *км* у устья Чивиды до 1200—1300 *м* у о-ва Талого и еще более низких цифр в верховьях Корды, в пределах нижнекембрийской платформы. Характерно, что параллельно с уменьшением мощности отложений алданского яруса стратиграфический объем их возрастает — появляется лопатинская свита. Другими словами, в северной части Енисейского кряжа в пределах Ангаро-Канского прогиба (см. фиг. 42) существовали два прогиба высшего порядка — восточный Тейский и западный Приенисейский — и разделявшая их зона поднятий (Семихатов, 1959$_2$). К восточным подножьям этих поднятий приурочена область распространения валунно-галечных аргиллитов чивидинской свиты (см. фиг. 31). Не вдаваясь здесь в рассмотрение их генезиса, подчеркнем, что они, таким образом, маркируют собой восточный склон упомянутой зоны поднятий.

К югу от Вороговки валунно-галечные аргиллиты известны в верховьях Тиса, по речке Оленке, а южнее, в междуречье Тиса и Черной, чивидинская свита выпадает из разреза и немчанская налегает прямо на докембрий. Мощность сохранившейся ее части здесь гораздо меньше, чем мощность соответствующих пачек в смежных с северо-востока и с северо-запада районах (верховья Чапы, р. Исаковка) и близка к ее мощности по р. Вороговке у р. Малой Северной — района, расположенного на крыле поднятия. Все это позволяет проследить его от истоков Исаковки на юг к среднему течению Тиса и к устьям рек Кии, Большого Пита и Черной (см. фиг. 42); оно названо Кийско-Лебяжинским. Это поднятие ограничивало Приенисейский прогиб с востока. Западным его ограничением служил соответствующий участок Енисейско-Саянского поднятия.

В современной структуре бо́льшая часть Приенисейского прогиба погружена под мезо-кайнозой Западно-Сибирской низменности и доступна изучению только часть его восточного борта в междуречье Порожихи и Верхней Сурнихи. Южнее зона разломов, ограничивающая Енисейский кряж с запада, косо пересекает весь Приенисейский прогиб, а к югу от р. Большой Пит — и Кийско-Лебяжинское поднятие. Продолжение этих структур вскрывается только значительно южнее, в западной части Восточного Саяна.

Более последовательно удается проследить на юг Тейский прогиб. Как явствовало из предыдущего, область больших мощностей алданского яруса в Нижнем Приангарье отвечает его восточному борту. В тот же — Тейско-Канский прогиб,— несомненно, входила также область Северного Присаянья и Солбинской и Жержульской синклиналей Манского синклинория. Об этом свидетельствует уже отмечавшаяся большая близость разрезов нижнего кембрия этих районов и одинаковые закономерности их изменения. Очень показательно в этом отношении поведение нижних горизонтов алданского яруса. Ангульская (карагасская) свита присутствует лишь в приплатформенной части прогиба (Солбинская синклиналь), а во внутренней его части (Жержульская синклиналь и верховья Уды, Бирюсы); где мощность лежащих выше свит максимальна, выпадает из разреза; анастасьинская свита и ее аналоги в том же направлении увеличи-

ваются в мощности и обогащаются грубообломочным материалом и т. д. То же самое наблюдается и в Тейском прогибе.

Расположенное к западу от Жержульской синклинали Беретское поднятие по структурному положению, особенностям своего развития и влиянию на нижнекембрийское осадконакопление, как мы видели, удивительно похоже на Кийско-Лебяжинское поднятие. К этому надо добавить, что простирание названных структур близко совпадает, и географически они, грубо говоря, представляют продолжение одна другой (см. фиг. 42). Все это позволяет считать, что Кийско-Лебяжинское поднятие в южных районах находит свое продолжение в Беретском поднятии (Семихатов, 1959_2, Хоментовский, 1960).

Беретское поднятие представляет собою типичную шовную структуру. Оно расположено на продолжении поперечной складки, осложняющей северное крыло Восточно-Саянского антиклинория и определяется одной из ветвей глубинного разлома, ограничивающего антиклинорий с севера. По своей природе Беретское поднятие близко к тектоническому шву, разделяющему Солбинскую и Жержульскую синклинали. И шов, и поднятие определенным образом влияли на распределение фаций и мощностей нижнего кембрия и располагались вдоль двух ветвей одного и того же разлома. Роль этих ветвей в кембрии также была одинакова. Они разделяли устойчиво погружающиеся блоки от смежных с запада приподнятых блоков, подобно тому, как основной разлом отделял высоко поднятый блок Восточно-Саянского антиклинория от в общем погружавшегося Манского синклинория. По существу, по упомянутым ветвям главного разлома от приподнятой области откалывались блоки, вовлекавшиеся в погружение, и вся разница между ними в том, что по восточной ветви такое погружение произошло в ангульское время, а по западной — в анастасьинское.

В пределах Енисейского кряжа рифейские и кембрийские разломы изучены очень плохо, так как их проявление замаскировано многочисленными крупными более молодыми разломами, косо секущими древние структурно-фациальные зоны. Но по аналогии с Восточным Саяном можно думать, что и в северной своей части Лебяжинско-Беретское поднятие было обусловлено глубинным разломом. Обращает на себя внимание появление в области названного поднятия крупных разломов, к которым закономерно приурочены тела серпентинитов и которые ориентированы почти меридионально, косо по отношению к основной массе разломов Енисейского кряжа. Представляется вероятным также, что не случайно в зоне рассматриваемого поднятия устанавливаются узкие субмеридиональные складки, которые оформились к началу кембрия (см. фиг. 41).

С этих позиций находит свое объяснение большая линейная выдержанность Лебяжинско-Беретского поднятия (более 750 *км*) и его малая ширина (20—30 *км* по области трансгрессивного залегания немчанской и лебяжинской свит).

Лебяжинско-Беретское поднятие и Тейско-Канский прогиб на Енисейском кряже протягиваются вдоль края Сибирской платформы в юго-юго-восточном направлении. В Восточном Саяне простирание прогиба меняется на почти широтное, по-видимому, в соответствии с поворотом границы Сибирской платформы (см. фиг. 42).

Усть-Манская синклиналь на юге и Нижне-Вороговской синклинорий на севере также входили в состав единого Приенисейского прогиба. С одной стороны они примыкают к Лебяжинско-Беретскому поднятию, а с другой — ограничены Енисейско-Саянским поднятием; развитые же в их пределах кембрийские толщи чрезвычайно близки друг к другу. В бассейне Маны, где Лебяжинско-Беретское поднятие сливается с Енисейско-Саянским, Приенисейский прогиб выклинивается, и к геоантиклинали примыкает непосредственно Тейско-Канский прогиб. Это показывает, что

Лебяжинско-Беретское поднятие является лишь осложнением Канско-Ангарского прогиба.

В ленском веке устанавливается существование тех же структур. На западном крае Сибирской платформы развита сравнительно маломощная (500—800 *м*) толща ленских карбонатных пород. Их мощность, как показывает сравнение разрезов климинской и агалевской свит у устья Чадобец и по рекам Иркинеевой и Маньзи, очень медленно возрастает на запад. Градиент изменения мощностей здесь едва достигает 1,5—2 *м/км*. При переходе к Ангаро-Канскому прогибу мощности ленского яруса заметно возрастают (до 2,5—3 *км* в бассейне Усолки и в верховьях Маны, против 700—800 *м* в бассейне Иркинеевой); градиент изменения мощностей здесь 10—15 *м/км*. Специфической особенностью южной части Ангаро-Канского прогиба в бассейне Усолки является появление сперва пластов и пачек гипсов и ангидритов, а затем и каменной соли. На севере кряжа эти породы в составе ленского яруса, по-видимому, отсутствуют, а мощность его отложений увеличивается к западу.

Точно так же продолжалось развитие и южной части Лебяжинско-Беретской зоны поднятий (меньшие мощности синско-кетеменской части торгашинской свиты по сравнению с колбинской свитой, появление в основании торгашинской свиты местных несогласий). Можно думать, что севернее эта структура сохранялась, но, в отличие от алданского века, она была, по-видимому, полностью перекрыта морем.

Южная часть Енисейско-Саянского поднятия в ленском веке и в среднем кембрии также сохранялась как положительная структура, разграничивавшая два различных по своей природе прогиба. Об этом говорит налегание на южном крыле поднятия на рифей верхних горизонтов нижнего кембрия, которые южнее лежат согласно на более низких его горизонтах, а также резкое различие состава отложений нижнего и среднего кембрия по разные стороны антиклинория (Хоментовский, 1957). Но в конце нижнего кембрия последний в какой-то мере был перекрыт морем, что нашло свое отражение в почти полном прекращении сноса с него и в появлении в торгашинской свите трилобитов, свойственных Алтае-Саянской геосинклинали (Репина, 1956).

К северу от Енисейского кряжа рассмотренные структуры погружаются под более молодые отложения и их продолжение вскрыто лишь в Туруханском районе. Отложения алданского яруса здесь напоминают отдельные толщи этого возраста на северо-западе Енисейского кряжа. Мощности их невелики (250—500 *м*) и довольно плавно меняются (градиенты не более 10—12 *м/км*). Все это позволяет думать, что в Туруханском поднятии, как и на востоке кряжа, вскрыта западная окраина нижнекембрийской Сибирской платформы. Этот вывод как будто подтверждается и последними геофизическими данными (Загороднов и Залипухин, 1960). Туруханское поднятие по характеру и по знаку магнитного поля четко отличается от Игарско-Норильской складчатой зоны и Енисейского кряжа, а по характеру гравитационного поля не отличается от более внутренних районов Сибирской платформы. Анализируя эти факты А. М. Загороднов и М. И. Залипухин (1960, стр. 86), приходят к выводу, что «...общий положительный знак магнитного поля в пределах Туруханского поднятия обусловлен, по-видимому, какими-то глубинными факторами, вероятнее всего, его необходимо связывать с приближением к дневной поверхности архейских образований». Названные исследователи считают, что Туруханское поднятие нельзя считать северным продолжением байкалид Енисейского кряжа, как это обычно делается, и что на широте Туруханска погребенная зона байкалид располагается западнее Енисея.

Мощность ленского яруса на западе Туруханского поднятия, у устья Сухой Тунгуски, достигает 1400—1600 *м*, что значительно выше мощности одновозрастных отложений в Иркинеевской области Енисейского

кряжа. Скорее всего, это связано не с ростом отдельных структур в Туруханском районе, как полагает В. И. Драгунов (1959), а с переходом от платформы к обрамлявшему ее с запада прогибу. Такое предположение подтверждается тем, что в расположенном северо-западнее Игарском районе отложения алданского яруса по составу, мощностям, особенностям стратификации и другим признакам (Григорьев, 1958), близки одновозрастным отложениям Присаянья и несомненно формировались в глубоком прогибе. Переход к зоне нижнекембрийского прогиба резко сказывается и в изменении гравитационного и магнитного полей (Загороднов, Залипухин, 1960).

Таким образом, в нижнем кембрии вдоль западного края Сибирской платформы развивался обширный Ангаро-Канский прогиб, который протягивался от северо-западного Присаянья и бассейна Маны через Енисейский кряж к Игарскому району более чем на 1500 *км*. Западным его ограничением служило геоантиклинальное Енисейско-Саянское поднятие, которое в течение нижнего и, по крайней мере, части среднего кембрия возвышалось над уровнем моря в виде узкой кордильеры и отделяло приплатформенный прогиб от прогиба, выполненного вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями.

Для южной части Ангаро-Канского прогиба установлено, что он разделялся продольным поднятием на два прогиба высшего порядка. Восточный из них прослежен на протяжении более 900 *км;* максимальной ширины — 200—250 *км* он достигал в области изменения своего простирания с северо-северо-западного на почти меридиональное, а севернее сужался до 100—120 *км*. Западный прогиб прослеживается на 600—650 *км* и в южной своей части замыкается. Относительно его ширины могут быть сделаны лишь предположения; по всей вероятности, она была около 100 *км*. Сравнение рифейского и нижнекембрийского структурного плана рассматриваемой территории показывает, что, несмотря на ряд существенных различий, они отличались значительной преемственностью.

ФОРМАЦИИ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН РИФЕЯ И НИЖНЕГО КЕМГРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ

До недавнего времени формации рифейских и нижнекембрийских толщ Енисейского кряжа и смежных регионов вообще не рассматривались. Лишь В. В. Хоментовский (1960) сделал первые шаги в этом направлении и описал рифейскую ритмично-карбонатную формацию (рифей Енисейского кряжа и западной части Восточного Саяна) и три нижнекембрийские формации — молассоподобную (красноцветные толщи алданского яруса), расклинивающую ее флишеобразную (анастасьинская, алешинская, чividинская и вороговская свиты) и лежащую выше карбонатную (ленский ярус). Более подробно нижнекембрийские формации региона рассмотрели В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов (1961), по материалам которых и дается их описание в настоящей работе.

Выделяя формации в рифейских и нижнекембрийских отложениях региона, автор вслед за Н. С. Шатским (1954, 1955, 1960$_1$) понимал их как естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности.

Рифейские отложения Енисейского кряжа в целом представляют собой очень крупную парагенетическую ассоциацию пород, которую можно рассматривать как рифейский формационный комплекс. Он сложен различными терригенными и карбонатными породами. Среди первых преобладают темноокрашенные пелитолиты, превращенные, в зависимости от

степени и характера метаморфизма, в глинистые, филлитовидные, микрокристаллические сланцы и реже кристаллические сланцы и гнейсы; преобладают глинистые сланцы. В большинстве своем они состоят из неполяризующей глинистой массы и очень мелкочешуйчатого агрегата серицита, кварца и реже подчиненного хлорита. Лишь иногда количество хлорита увеличивается, и сланцы переходят в глинисто-хлоритовые разности (горбилокская свита).

Сланцы, то лишены всякой слоистости и полосчатости, то обладают ими. Слоистость сланцев обусловлена изменением соотношения слагающих их компонентов или неравномерным обогащением породы песчаным и алевролитовым (почти исключительно кварцевым) материалом. Последний обычно концентрируется в тонких (от долей миллиметра до 1—3 *мм*) линзочках, реже в более толстых выдержанных прослоях (см. фиг. 1, 2). Такие сланцы наиболее характерны для погорюйской свиты, но встречаются также в красногорской, дадыктинской и других. Г. Ф. Лунгерсгаузен (1957) эту слоистость связывает с сезонными изменениями климата и устанавливает по ней циклы нескольких порядков. Г. И. Кириченко (1958_2), исходя из такого же положения о происхождении слоистости сланцев, сделал попытку подсчитать продолжительность формирования рифейского комплекса Енисейского кряжа. Полученные цифры (15 млн. лет) резко расходятся с данными определений абсолютного возраста, что, очевидно, свидетельствует против допущения названных геологов о природе этой слоистости.

С описанными песчано- и алевритово-глинистыми сланцами чередуются серые кварцитовидные песчаники и алевролиты, которые то образуют пачки до 80 *м* мощности, то дают монолитные пласты в 1—4 *м*, то прослои и линзы мощностью не более 15—20 *см*. В чередовании песчаников и сланцев нередко наблюдается ритмичность, на характеристике которой мы останавливались выше (стр. 45, 46).

По составу песчаники и алевролиты преимущественно кварцевые, реже кварцево-полевошпатовые. Последние наиболее часто встречаются в восточных разрезах рифея Енисейского кряжа, где содержание полевых шпатов (главным образом калиевых) в них иногда доходит до 40% (погорюйская свита). Здесь же в их составе появляется глауконит и, реже, обломки микрокварцитов и кремнистой породы. Все песчаники хорошо окатаны и отсортированы; скреплены они кварцевым регенерационным и иногда слюдисто-кремнистым цементом.

Карбонатные породы, образующие среди рассмотренных сланцев и песчаников значительные толщи, имеющие значение самостоятельных свит, или отдельные пачки, пласты и линзы, могут быть подразделены на две группы. Одну из них составляют светлоокрашенные, в своем большинстве массивные или неясно толстослоистые доломиты и подчиненные им доломитизированные известняки, магнезитоносные доломиты и их строматолитовые разности (отложения аладьинской и джурской свит, отдельные пачки в шунтарской свите западных и дадыктинской свиты восточных разрезов). Характерной особенностью этих пород является очень низкое (несколько процентов, реже до 10—12%) содержание нерастворимого остатка. Они, как подчеркнул Н. С. Шатский (1960_1), образуют фациальный ряд неясной направленности, по-видимому, свойственный только рифею.

Приуроченные к рассматриваемым толщам скопления магнезита, по мнению большинства геологов, являются гидротермально-метасоматическими. В отношении собственно рудных тел эта точка зрения хорошо обоснована, но четкая приуроченность месторождений к карбонатным толщам именно данного типа, отмечаемая не только на Енисейском кряже, позволяет полагать, что концентрации магнезита возникают в результате перераспределения первично-осадочного материала.

Ко второй группе карбонатных пород относятся темные глинистые и песчанистые (нерастворимый остаток 15—20% и более), нередко строматолитовые известняки и доломиты. В типичном случае они обладают четкой тонкой слоистостью и лишь строматолитовые разности толстослоисты или массивны. В породах нередко наблюдается косая слоистость и частое переслаивание с глинисто-известковистыми сланцами или чередование глинистых и более чистых известняков. Местами такое чередование приобретает некоторую ритмичность (западные разрезы свиты Серого ключа; см. фиг. 9), в породах исчезают строматолиты, появляются подводнооползневые складки, и отложения приближаются к рассматриваемой ниже аспидно-известняковой формации. К данной группе относятся отложения свит дашкинской, Серого ключа, пенчегинской и карбонатные прослои в шунтарской и красногорской свитах. Несколько особняком в рассматриваемой группе стоят отложения свиты карточки, отличающиеся своей пестрой окраской, обусловленной повышенным содержанием железа (обычно 2—5%, иногда до 8—10%) и марганца, и своеобразной слоистостью (см. фиг. 4).

Не обязательным, но характерным членом описываемой формационной группы являются железистые породы. Это линзы и пласты сидеритов восточных разрезов погорюйской, красногорской и нижнеангарской свит; гематитсодержащие породы свит карточки, красногорской и шунтарской и гематитовые породы и руды нижнеангарской свиты.

Все породы, участвующие в сложении рассматриваемого формационного комплекса, носят черты отложения в крайнем мелководье (косая слоистость, волноприбойные знаки, трещины усыхания, реже отпечатки кристаллов льда и капель дождя, в карбонатных породах — изобилие строматолитов и т. п.). Тем не менее отдельные их толщи оказываются хорошо выдержанными на огромных территориях (см. фиг. 6, 7, 11).

Для рифейского формационного комплекса характерна многоступенчатая ритмичность в чередовании слагающих пород. На характеристике мелкой ритмичности мы уже останавливались, но наиболее характерна — крупная. Такие ритмы, в стратиграфическом разрезе отвечающие сериям, достигают мощности 3—5 *км* и в нижней своей части слагаются терригенными, а в верхней — карбонатными или, реже, терригенно-карбонатными отложениями (см. гл. II).

В западных разрезах Енисейского кряжа среди рифейского формационного комплекса появляются прослои и пачки вулканогенных пород (главным образом туфов, туфобрекчий, туфопесчаников, реже основных и кислых эффузивов), вертикальное размещение которых не контролируется описанной ритмичностью и как бы накладывается на нее. Эти породы среди рассматриваемого комплекса представляют собою «чужие», аллофильные, по Н. С. Шатскому (1960_1) члены-компоненты соседней формации. Сходная картина, но в более крупном масштабе, наблюдается в западной части Восточного Саяна, где в рассмотренный осадочный комплекс вклинивается мощная кувайская вулканогенная толща, образующая самостоятельную зеленокаменную формацию, которая рассмотрена В. В. Хоментовским (1960).

Таким образом, рифейский формационный комплекс Енисейского кряжа и западной части Восточного Саяна характеризуется закономерной сменой хорошо выдержанных на площади и накопившихся в условиях крайнего мелководья толщ песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и карбонатных пород, в чередовании которых существует ритмичность разного порядка. Типоморфным для комплекса является наличие магнезитоносных доломитов, обилие строматолитовых карбонатных пород и общая «зараженность» железом. Теми же чертами строения обладают рифейские толщи других миогеосинклиналей — Уральской, Аппалачской, Кордильерской, Аделаиды и других (Келлер, Хоментовский, 1960). Это

показывает, что охарактеризованный комплекс не является случайным набором пород, а представляет закономерную их парагенетическую ассоциацию (Херасков, 1952; Хоментовский, 1960). В послерифейских отложениях этот комплекс неизвестен. Однако его специфичность рельефно проявляется лишь в том случае, если рассматривать его как целое. Специфичность же каждой слагающей его толщи в настоящее время не может быть выявлена. Поэтому, если рассматривать эти толщи порознь, в отрыве одна от другой, может быть сделан ошибочный вывод, что аналогичные толщи развиты и в послерифейской истории Земли.

В связи с этим на современной стадии изучения этот комплекс приходится рассматривать как единое целое. Выделение внутри него отдельных формаций должно служить темой специальных исследований, а сейчас можно наметить лишь некоторые из таких формаций (карбонатные магнезитоносные толщи, встречающиеся в рифее ряда районов, песчано-сланцевые толщи погорюйской свиты восточных разрезов, близкие к рассматриваемой ниже глауконитовой песчано-аргиллитовой формации, отложения свиты карточки и некоторые другие).

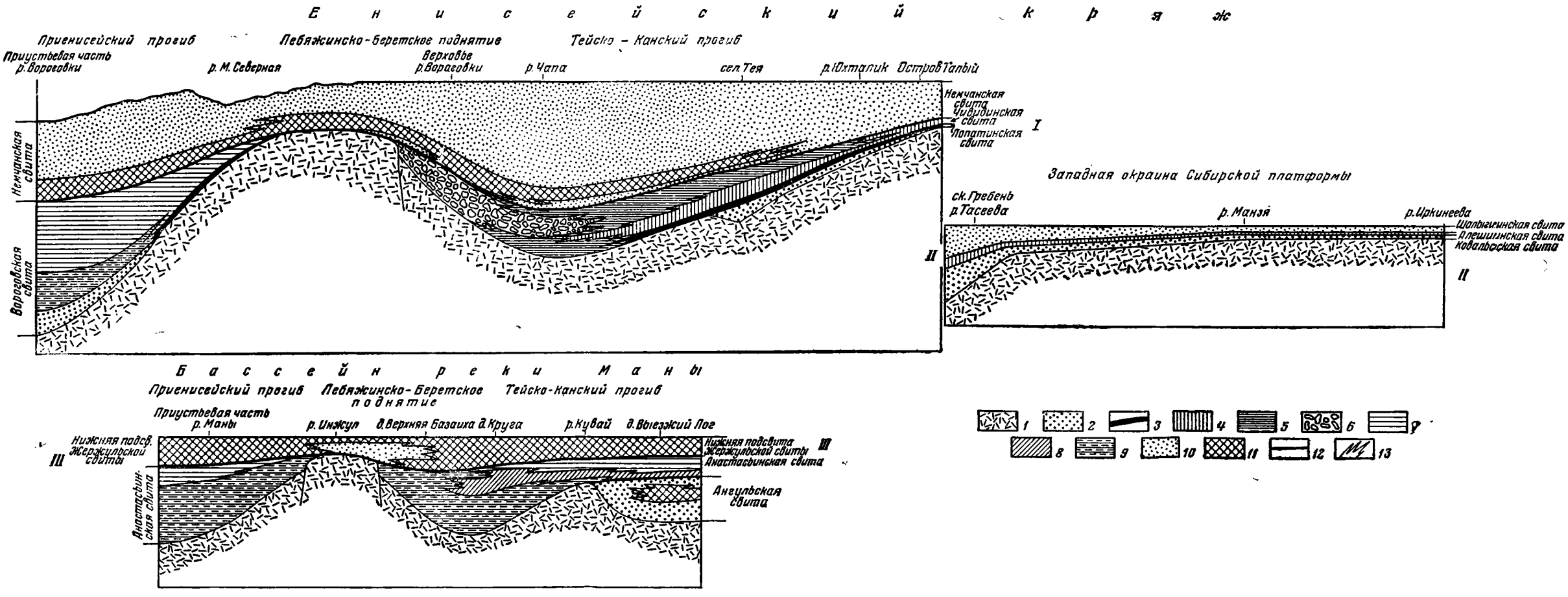
Нижнекембрийские формации Енисейского кряжа и смежных регионов резко отличаются от рифейского формационного комплекса. Они выделены и описаны в недавно опубликованной статье В. Н. Григорьева и М. А. Семихатова (1961). Поэтому мы ограничимся лишь перечислением формаций нижнего кембрия и указаниями их взаимоотношений и изменений мощностей. В основании кембрия в западной части Приенисейского и в восточной части Тейско-Канского прогиба залегает базальная красноцветная молассовидная формация (ковальская свита и ее аналоги), которая максимальной мощности (1200 *м*) достигает в приосевой части Тейско-Канского прогиба (фиг. 43). К Лебяжинско-Беретскому поднятию она выклинивается, а на Сибирской платформе к востоку от Енисейского кряжа сокращается в мощности до 20—100 *м*. В более северных (Туруханское поднятие) и более внутренних (Чадобецкое поднятие) районах Сибирской платформы рассматриваемая формация отсутствует.

В южной, наиболее широкой части Тейско-Канского прогиба, среди описанной формации появляется доломитовая формация, выделенная В. Н. Григорьевым и М. А. Семихатовым как богатырская доломитовая формация (карбонатные пачки карагасской и ангульской свит). Мощность ее до 500 *м*.

В обеих рассмотренных формациях наблюдаются признаки отложения в большом мелководье. Судя по составу обломочного материала, слагающего базальную молассовидную формацию, основной снос во время ее формирования происходил с Енисейско-Саянского и Лебяжинско-Беретского поднятий, причем перенос материала был небольшим, что нашло свое отражение в тесной зависимости состава галек конгломератов от состава подстилающих пород. Лишь в восточной части Тейско-Канского прогиба наблюдаются признаки сноса кварцевого материала с востока, с Сибирской платформы.

Существенно иной и значительно более разнообразный набор формаций выделен В. Н. Григорьевым и М. А. Семихатовым (1961) в лежащих выше отложениях оселочной, киченской, анастасьинской, алешинской, чividинской и вороговской свит.

Горизонтальный ряд формаций, слагающих эти свиты, наилучшим образом вскрывается при пересечении северной части Енисейского кряжа (см. фиг. 43). Здесь, в приосевой зоне Тейско-Канского прогиба, в бассейне среднего течения Чапы весь разрез чividинской свиты сложен терригенным флишем — более тонким, двукомпонентным в нижней ее части и более грубым, кубанского типа, в верхней (Григорьев, 1956). Мощность формации в осевой зоне прогиба 800—1200 *м*. К востоку, в сторону платформы она уменьшается, и формация быстро замещается



Фиг. 43. Схема взаимоотношений формаций алданского яруса Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна (бассейна Маны).
По В. Н. Григорьеву и М. А. Семихатову (1961).

1 — докембрий; *2—11* — формации алданского яруса: *2* — базальная красноцветная молассовидная, *3* — сероцветная доломитовая тальская. *4* — глауконитовая песчано-аргиллитовая, *5* — флишевая, *6* — валунно-галечных аргиллитов, *7* — аспидно-известковая, *8* — аспидно-сланцевая, *9* — граувакковая, *10* — верхняя красноцветная молассовидная, *11* — доломитовая богатырская; *12* — границы свит; *13* — границы формаций

(см. фиг. 31, 43) двумя иными формациями, которые в приосевой части прогиба образуют лишь отдельные прослои и небольшие пачки среди флиша. Нижняя из этих двух формаций описана В. Н. Григорьевым и М. А. Семихатовым как сероцветная доломитовая тальская формация, а верхняя как глауконитовая песчано-аргиллитовая. Мощность их убывает по направлению к платформе соответственно от 300 и 500 до 30 и 180 *м*. Глауконитовая песчано-аргиллитовая формация, судя по разрезам Нижнего Приангарья, распространена и далее к востоку на платформу, но мощность ее здесь сокращается до нескольких десятков метров; в ней резко возрастает относительная роль песчанистых доломитов и доломитов, и по парагенезу пород она приближается к доломитовой формации тальского типа. Близкий состав имеет расматриваемая формация и на Чадобецком поднятии, где ее мощность возрастает. Для синхроничных отложений более северных районов (Туруханский район) характерен набор различных доломитов, типичных для доломитовой формации тальского типа (отложения платоновской свиты).

Доломитовая формация тальского типа и глауконитовая песчано-аргиллитовая формации накапливались в весьма мелководных условиях. Четкая приуроченность почти чисто кварцевых песчаников к восточному склону Тейского прогиба и смежной части Иркинеевской области показывает, что снос кварцевого материала шел с востока, с Сибирской платформы.

При движении от приосевой зоны Тейско-Канского прогиба к Лебяжинско-Беретскому поднятию хорошо видно, как флишевая формация замещается формацией валунно-галечных аргиллитов. Наиболее восточные ее выходы известны в среднем течении Чапы, где она расклинивает флишевую формацию, а западнее, ближе к названному поднятию, постепенно полностью ее замещает и тянется вдоль него с юга на север на 150 *км* (см. фиг. 31, 43). На самом поднятии возрастных аналогов рассмотренной формации нет, а на восточном борту Приенисейского прогиба ей по стратиграфическому положению отвечают сероцветная доломитовая тальская формация внизу (60—80 *м*) и аспидно-известняковая вверху (500—600 *м*). На запад мощность последней увеличивается до 2000 *м*, а ее нижняя часть и вся лежащая ниже формация замещается граувакковой или собственно аспидной формацией мощностью 600—800 *м*. Граувакковую формацию подстилает базальная молассовидная формация, которая к востоку выклинивается, и здесь тальская формация залегает несогласно на рифее (см. фиг. 43).

Наличие горизонтальной отсортированной слоистости в граувакках в свете современных представлений о ее происхождении (Эриксон и др., 1957) и многочисленные следы оползания осадков в них и в известняках аспидно-известняковой формации показывает, что формирование граувакковой и аспидно-известняковой формации (так же, как и флишевой) протекало в некомпенсированном прогибе. Лишь на восточном склоне Приенисейского прогиба кратковременно существовали мелководные условия, на что указывает доломитовая формация тальского типа.

Замещение известняково-аспидной формации на западе граувакковой говорит о том, что снос обломочного материала в Приенисейский прогиб в пределах Енисейского кряжа происходил с запада, с Енисейско-Саянского поднятия. Лебяжинско-Беретское поднятие, поставлявшее обломочный материал в Тейско-Канский прогиб, по отношению к Приенисейскому не служило источником сноса, и на его западном крыле формировались карбонатные формации (тальская и аспидно-известняковая).

Основные формации, выделенные в чividинской и вороговской свитах Енисейского кряжа, характерны для синхроничных отложений и остальной части описываемой территории. Но в Манском синклинории в анастасьинской свите между граувакковой и аспидно-известняковой фор-

(см. фиг. 31, 43) двумя иными формациями, которые в приосевой части прогиба образуют лишь отдельные прослои и небольшие пачки среди флиша. Нижняя из этих двух формаций описана В. Н. Григорьевым и М. А. Семихатовым как сероцветная доломитовая тальская формация, а верхняя как глауконитовая песчано-аргиллитовая. Мощность их убывает по направлению к платформе соответственно от 300 и 500 до 30 и 180 *м*. Глауконитовая песчано-аргиллитовая формация, судя по разрезам Нижнего Приангарья, распространена и далее к востоку на платформу, но мощность ее здесь сокращается до нескольких десятков метров; в ней резко возрастает относительная роль песчанистых доломитов и доломитов, и по парагенезу пород она приближается к доломитовой формации тальского типа. Близкий состав имеет расматриваемая формация и на Чадобецком поднятии, где ее мощность возрастает. Для синхроничных отложений более северных районов (Туруханский район) характерен набор различных доломитов, типичных для доломитовой формации тальского типа (отложения платоновской свиты).

Доломитовая формация тальского типа и глауконитовая песчано-аргиллитовая формации накапливались в весьма мелководных условиях. Четкая приуроченность почти чисто кварцевых песчаников к восточному склону Тейского прогиба и смежной части Иркинеевской области показывает, что снос кварцевого материала шел с востока, с Сибирской платформы.

При движении от приосевой зоны Тейско-Канского прогиба к Лебяжинско-Беретскому поднятию хорошо видно, как флишевая формация замещается формацией валунно-галечных аргиллитов. Наиболее восточные ее выходы известны в среднем течении Чапы, где она расклинивает флишевую формацию, а западнее, ближе к названному поднятию, постепенно полностью ее замещает и тянется вдоль него с юга на север на 150 *км* (см. фиг. 31, 43). На самом поднятии возрастных аналогов рассмотренной формации нет, а на восточном борту Приенисейского прогиба ей по стратиграфическому положению отвечают сероцветная доломитовая тальская формация внизу (60—80 *м*) и аспидно-известняковая вверху (500—600 *м*). На запад мощность последней увеличивается до 2000 *м*, а ее нижняя часть и вся лежащая ниже формация замещается граувакковой или собственно аспидной формацией мощностью 600—800 *м*. Граувакковую формацию подстилает базальная молассовидная формация, которая к востоку выклинивается, и здесь тальская формация залегает несогласно на рифее (см. фиг. 43).

Наличие горизонтальной отсортированной слоистости в граувакках в свете современных представлений о ее происхождении (Эриксон и др., 1957) и многочисленные следы оползания осадков в них и в известняках аспидно-известняковой формации показывает, что формирование граувакковой и аспидно-известняковой формации (так же, как и флишевой) протекало в некомпенсированном прогибе. Лишь на восточном склоне Приенисейского прогиба кратковременно существовали мелководные условия, на что указывает доломитовая формация тальского типа.

Замещение известняково-аспидной формации на западе граувакковой говорит о том, что снос обломочного материала в Приенисейский прогиб в пределах Енисейского кряжа происходил с запада, с Енисейско-Саянского поднятия. Лебяжинско-Беретское поднятие, поставлявшее обломочный материал в Тейско-Канский прогиб, по отношению к Приенисейскому не служило источником сноса, и на его западном крыле формировались карбонатные формации (тальская и аспидно-известняковая).

Основные формации, выделенные в чividинской и вороговской свитах Енисейского кряжа, характерны для синхроничных отложений и остальной части описываемой территории. Но в Манском синклинории в анастасьинской свите между граувакковой и аспидно-известняковой фор-

мациями появляется аспидно-сланцевая. Флишевая формация в южных районах в типичном выражении отсутствует. Это, вероятно, было обусловлено менее контрастным прогибанием данной зоны по сравнению с флишевым трогом на севере Енисейского кряжа. Лишь оселочная свита бассейна Бирюсы и Тагула имеет признаки флишевого строения.

Упомянутые формации по стратиграфической вертикали сменяются существенно иными парагенетическими ассоциациями пород, составляющими немчанскую, шалыгинскую и усть-тагульскую свиты, нижнюю часть жержульской свиты и айсинскую подсвиту оселочной свиты. В северной части Енисейского кряжа на флишевой формации в Тейско-Канском прогибе и на аспидно-известняковой в Приенисейском залегает красноцветная молассовидная формация и тесно связанная с нею доломитовая формация богатырского типа. Последняя расположена в основании красноцветной молассовидной формации. Развита она не повсеместно и с запада на восток в приосевой зоне Тейско-Канского прогиба полностью выклинивается; а на запад, к Лебяжинско-Беретскому поднятию и Приенисейскому прогибу, напротив, сильно увеличивается в мощности (см. фиг. 35, 37, 43).

Мощность доломитовой формации в Тейско-Канском прогибе обычно составляет 200—400 *м*, но иногда достигает 800 *м* (р. Чапа у устья р. Большой Алманакан); на Лебяжинско-Беретском поднятии — 300—500 *м*, а в Приенисейском прогибе колеблется от 200 до 1200 *м* (р. Исаковка).

Судя по разрезам Нижнего Приангарья, верхняя молассовидная формация развита и за пределами Приенисейского и Тейско-Канского прогибов на прилежащей части Сибирской платфомы, вплоть до Чадобецкого поднятия. Однако мощность ее здесь резко сокращена (150—400 *м*) по сравнению с ее мощностями в прогибах, где она изменяется от 1000 до 3500 *м*.

Характер слоистости в песчаниках и другие признаки мелководности, при общей огромной мощности моллассовидной формации в прогибах, указывает на то, что последние снова превратились в компенсированные. Судя по изменению гранулометрического состава и мощности верхней молассовидной формации, основным источником сноса во время ее отложения в пределах Енисейского кряжа являлось Енисейско-Саянское поднятие. Наоборот, Лебяжинско-Беретское поднятие в значительной своей части было перекрыто морем, почти не контролировало распределения фаций и сказывалось как положительная структура лишь в изменении мощностей.

Нетрудно заметить, что красноцветная молассовидная формация, названная по положению в разрезе верхней, по парагенезу пород близка базальной красноцветной молассовидной формации. Это сходство подчеркивается связями обеих формаций с доломитовой формацией богатырского типа. Отличия базальной и верхней молассовидных формаций сводятся в основном к наличию в первой из них типичных базальных конгломератов и значительного количества кварцевого материала, снесенного с платформы, и к существованию во второй мощных пластов конгломератов во всем теле формации. Обе эти формации по парагенезу слагающих их пород близки к молассовому ряду формаций, например, к южноуральской нижней молассе, особенно к ее восточной градации (Хворова, 1960). Но, по-видимому, мы здесь имеем дело не с тождеством, а с конвергенцией формаций. Типичные молассы, как известно, появляются в вертикальном ряду формаций предгорных и межгорных прогибов в период общего подъема и замыкания геосинклинали. В нашем же случае ничего подобного не происходит, и появление молассовидных формаций связано с этапами заложения и развития прогибов, с развивающейся нижнекембрийской трансгрессией.

Типичная верхняя красноцветная молассовидная формация прослежена вдоль всего Тейско-Канского прогиба от северо-западного Присаянья на юге (усть-тагульская свита и айсинская подсвита) до Игарского района на севере (излучинская свита). Исключение составляет лишь бассейн р. Маны, где в пределах Тейско-Канского и Приенисейского прогибов в синхроничных отложениях господствует доломитовая формация богатырского типа. Только вблизи Лебяжинско-Беретского поднятия и тектонического шва, разделявшего Солбинскую и Жержульскую синклинали, здесь развиты небольшие шлейфы терригенных отложений молассовидной формации (фиг. 43). Вышележащие отложения ленского яруса рассматриваемого района и всей Сибирской платформы образуют эвапоритовую соленосно-карбонатную формацию, в которой известняки, доломиты, известково-доломитовые породы, подчиненные им ангидрито-доломиты, ангидриты, каменная соль и их сочетания на гигантской территории очень постепенно и закономерно сменяют друг друга как латерально, так и по разрезу и образуют единый фациальный ряд (Архангельская, Григорьев, 1960; Григорьев, Семихатов, 1961). Крайними членами этого ряда являются известняки и каменная (а возможно, и калийная) соль, и по существу он представляет собою первый фациальный ряд карбонатных пород Н. С. Шатского (1960_1) в его полном виде[1]. Образование этого ряда, как показали Н. А. Архангельская и В. Н. Григорьев (1960), было обусловлено существованием обширного мелководного морского бассейна в условиях аридного климата и одностороннего подтока морской воды, компенсирующего испарение с поверхности бассейна. В результате, по мере углубления к центру такого бассейна, концентрация морской воды в нем прогрессивно возрастала и на определенных расстояниях от области питания водой нормальной солености доходила до такой стадии, что происходила садка гипса, ангидрита, а потом и каменной соли. На Сибирской платформе такими районами были Иркутский амфитеатр и юго-западный край платформы и ее обрамление. При этом галогенные осадки отлагались не в отдельных отшнурованных лагунах, а среди единого эвапоритового бассейна, подобно тому, как это имело место в верхнепермских отложениях Волго-Уральской области (Форш, 1955; Шатский, 1960_1). Захоронение же сколько-нибудь мощных соляных и ангидритовых пластов в силу очень большой скорости их отложения могло происходить лишь в районах интенсивного прогибания, какими в нашем случае являются приосевые части Тейско-Канского прогиба.

Мощность эвапоритовой соленосно-карбонатной формации на западной окраине Сибирской платформы 900—1000 *м*, в Тейско-Канском прогибе свыше 2—2,5 *км*. На Лебяжинско-Беретском поднятии формация сохранилась лишь в бассейне Большой Лебяжьей на севере и по р. Базаихе на юге; здесь она прекрывает свод поднятия, а мощность ее сокращается до 1000—1500 *м*. В Приенисейском прогибе формации в современном срезе практически нет.

На описанные формации, а в бассейне Маны и на низкие горизонты докембрия с размывом налегают молассы верхнего кембрия.

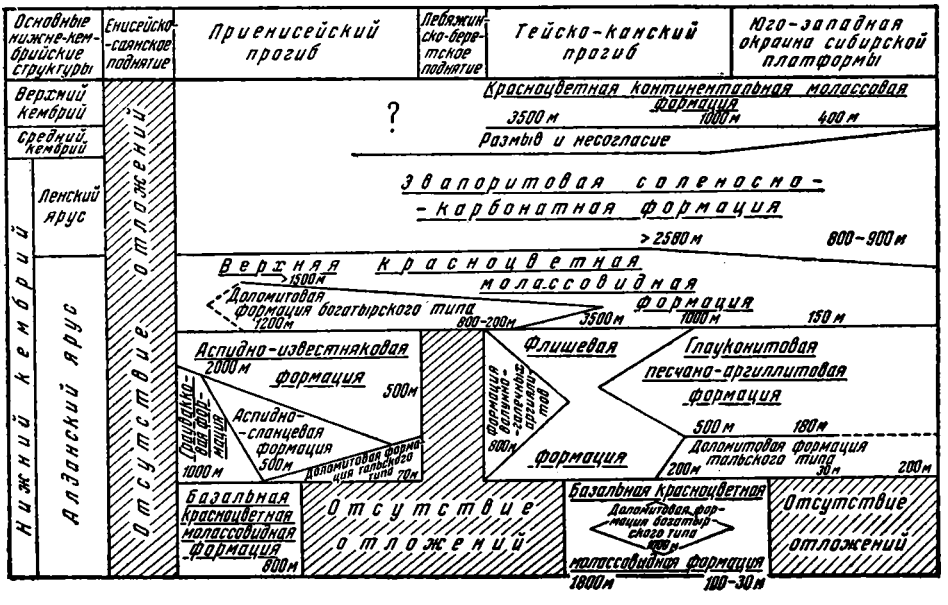
Схема соотношения нижнекембрийских формаций в пределах основных структур района приведена в табл. 6. Эти формации В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов (1961) разделили по их положению в формационном ряду на главные, определяющие направления всего ряда (на таблице подчеркнуты) и второстепенные, местами появляющиеся между или

[1] Н. С. Шатский приводит этот ряд в таком виде: гипсовый доломит — доломит — доломитовый известняк — известняк и указывает, что «.. есть основание думать, что он (нижний кембрий Сибирской платформы) может быть расширен во внутренней части формации такими членами, как гипс (ангидрит) и может быть даже каменной солью, хотя последнее мне представляется пока мало обоснованным» (Шатский, 1961_1, стр. 7).

среди главных. При этом в ряде случаев второстепенные формации вертикального формационного ряда одной структуры, в формационном ряду другой становятся главными. Так, к второстепенным формациям в Приенисейском и Тейско-Канском прогибах относятся доломитовые формации тальского и богатырского типа, аспидно-сланцевая и формация валунно-галечных аргиллитов. Но для западной окраины Сибирской платформы доломитовая формация тальского типа (как часть эвапоритовой соленосно-карбонатной формации) становится главной. Наоборот, обе молассовидные формации, являющиеся главными в пределах прогиба, при переходе на платформу становятся второстепенными, чуждыми ей.

Таблица 6

Формации нижнего кембрия юго-западной окраины обрамления Сибирской платформы и ее обрамления



Рассмотрение табл. 6 показывает, что каждому из основных нижнекембрийских структурных элементов района свойствен свой вертикальный ряд формаций. Для западной окраины Сибирской платформы характерен следующий вертикальный ряд:

доломитовая формация тальского типа → глауконитовая песчано-аргиллитовая формация → верхняя молассовидная формация → эвапоритовая соленосно-карбонатная формация (без соли)

В крайних юго-западных разрезах этот ряд подстилается маломощной базальной красноцветной молассовидной формацией, не типичной для платформы и свойственной Тейско-Канскому прогибу.

Восточнее верхняя молассовидная формация, а также глауконитовая песчано-аргиллитовая формация выклиниваются, и в нижнем кембрии центральной и восточной частей платформы господствует единая эвапоритовая соленосно-карбонатная формация без соли.

Напротив, при движении от платформы в сторону Алтае-Саянской эвгеосинклинали наблюдается прогрессивное усложнение вертикального ряда. Тейско-Канскому прогибу свойствен следующий ряд:

базальная красноцветная молассовидная формация → флишевая формация → верхняя красноцветная молассовидная формация → эвапоритовая соленосно-карбонатная формация (с солью и сульфатами)

В Приенисейском прогибе следующий ряд: базальная красноцветная молассовидная формация → грауваккоая формация → аспидно-сланцевая формация → аспидно-известняковая формация → доломитовая формация богатырского типа → верхняя красноцветная молассовидная формация → эвапоритовая соленосно-карбонатная формация

Наконец, для смежной эвгеосинклинали характерен чрезвычайно сложный ряд эффузивных и эффузивно-осадочных формаций (Хоментовский, 1960), рассмотрение которого выходит за рамки нашей работы.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ПРИРОДА СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН

Рифейский Ангаро-Канский прогиб заложился на кристаллическом основании, возраст которого превышает 1800 млн. лет. Ныне это основание обнажено лишь в Южно-Енисейском кряже и Восточном Саяне, но, по всей вероятности, оно подстилает рифей и севернее.

Выше говорилось, что по косвенным признакам можно полагать, что заложение Ангаро-Канского прогиба связано с опусканием по глубинным разломам. Такое предположение подтверждается и тем, что в пределах Алтае-Саянской области в рифее (по-видимому, одновременно с образованием Ангаро-Канского прогиба) произошло заложение геосинклинальных трогов Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Уймено-Лебедского и Сисимского (Хоментовский, 1959; Мелещенко и др., 1960). Определяющую роль в их формировании, как показал В. В. Хоментовский (1959, 1960), играли своеобразные глубинные разломы, проявлявшиеся как зоны высокой проницаемости.

Погружение по этим разломам, очевидно, вызвало опускание и смежной к северо-востоку территории, дробление ее и образование Ангаро-Канского прогиба. Из упомянутых разломов основное значение, по-видимому, имел разлом вдоль Сисимского трога Восточного Саяна, так как различные геофизические аномалии, отражающие структуру северной погребенной части Кузнецкого Алатау, срезаются Касско-Ратской зоной (Загороднов, Залипухин, 1960), трассирующей северо-западное продолжение Восточно-Саянского антиклинория. Ведущая роль этого разлома подтверждается и тем, что он разграничил различные по своей природе структуры (см. ниже) в то время как разломы Кузнецкого Алатау и Западного Саяна обусловливали лишь расположение структур внутри эвгеосинклинали.

В Ангаро-Канском прогибе в течение всего рифея формировался единый формационный комплекс, запечатлевший своеобразные нивеллированные условия, при которых полная компенсированность прогибания сочеталась с удивительной горизонтальной выдержанностью толщ и их ритмичным чередованием. Даже Ишимбинская шовная зона и область Лебяжинско-Беретского поднятия оказывали на рифейское осадконакопление очень слабое влияние и сказывались главным образом лишь в некотором увеличении градиента изменения мощностей (см. фиг. 5, 6). Все это заставляет рассматривать рифейский Ангаро-Канский прогиб как единое целое и не позволяет относить ту или иную часть его восточной зоны к рифейской платформе, а западную зону — к геосинклинали или миогеосинклинали, как это делают О. А. Глико (1957) и Л. И. Салоп (1960). Отнесение западной части кряжа к эвгеосинклинали (Кириченко, Драгунов, 1960) также не оправдано. Рифейские вулканогенные породы развиты здесь далеко не повсеместно; даже в местах своего максимального развития эффузивы, туфы и туфопесчаники по своей суммарной мощности не превышают 10—15% разреза рифея, а вмещающие их

отложения по составу, последовательности напластования и даже мощностям крайне близки рифейским отложениям восточной части кряжа. По особенностям своего развития и структурному положению весь Ангаро-Канский рифейский прогиб представляет собой типичную миогеосинклиналь в понимании Кэя (1955). Это подтверждается и тождеством рифейского формационного комплекса названного прогиба с формационными комплексами других рифейских миогеосинклиналей — Уральской, Аделаидской, Кордильерской и др.

Различие внешней и внутренней зон миогеосинклинали в течение рифейского осадконакопления сказывалось очень слабо. Оно проявилось лишь в появлении во внутренней зоне эффузивов и в ее более активном прогибании. Эти различия резко обнаружились во время общего воздымания территории и одновременной с ней фазы складчатости, предшествовавшей нижнему кембрию, и сказались в приуроченности к внутренней зоне рифейских интрузивных пород и областей повышенного метаморфизма и гранитизации (см. фиг. 42). Из сравнения фигур 41 и 42 видно, что области повышенного метаморфизма рифейских отложений и основная масса гранитоидов приурочены к крупным сводовым поднятиям, оформившимся в конце рифея. Учитывая, что многие из этих гранитов имеют синтектонический характер (Глико, 1957) и что в упомянутых поднятиях наблюдаются выходы пород фундамента внешне очень близких метаморфическим толщам рифея, В. В. Хоментовский (1960) пришел к выводу, что в данном случае мы имеем структуры, сходные с «окаймленными куполами», описанными Эскола в Финляндии и Аппалачах. Образования этих структур, по Эскола, связано с повторной гранитизацией в фундаменте, которая при последующем орогенезе проникает и в сводовые поднятия более высокого структурного этажа, причем «по мере интенсификации процесса гранитизации окаймленные гнейсовые купола постепенно превращаются в магматические очаги или плутоны» (Рид, 1957, стр. 430). Следует вслед за В. В. Хоментовским подчеркнуть, что выступы пород фундамента среди миогеосинклинали наблюдаются не только в Ангаро-Канском прогибе, но и в других аналогичных структурах, причем в некоторых из них, как и в нашем случае, вблизи таких выступов в верхнем структурном этаже появляются зоны высокого метаморфизма. Это отмечается в Аппалачах (Bloomer, 1950; Bloomer a. Werner, 1955), в Северной Шотландии (Павловский, 1958_1) и других местах. С этой точки зрения находит свое объяснение крайне неравномерный метаморфизм рифейских пород Енисейского кряжа и быстрое его изменение как вверх по разрезу, так и по простиранию структур.

Суммиру все сказанное, можно сделать вывод, что внутренняя зона Ангаро-Канской миогеосинклинали по сравнению с ее внешней зоной отличалась большей подвижностью. Это обстоятельство имело большее значение на последующем этапе развития прогиба, в нижнем кембрии.

Переходя к расшифровке кембрийской истории Ангаро-Канского прогиба нужно сказать, что большинство исследователей считает, что область Енисейского кряжа и северного склона Восточного Саяна в конце рифея испытала интенсивную складчатость, в результате которой геосинклинальное развитие названных районов прекратилось и они вошли в состав Сибирской платформы (Кузнецов, 1941_1, 1946, 1952; Кириченко, 1956_{1-2}, $1958_{1,3}$; Зайцев, 1954, 1958, 1960; Салоп, 1960 и др.). В пользу этой точки зрения приводятся ссылки на то, что кембрий залегает с резким угловым несогласием на рифее, отделен от него интрузивным циклом, отличается простотой структуры и платформенным типом осадков.

В то же время С. В. Обручев (1929_{1-2}), Л. М. Плотников (1958_2, 1959) и некоторые другие исследователи считают, что углового несогласия между кембрием и докембрием в южной части Енисейского кряжа нет, либо они узко локальны.

В отличие от названных геологов, В. В. Хоментовский (1960) пришел к выводу, что на границе рифея и кембрия перестройки крупного структурного плана Ангаро-Канского прогиба не было. Несогласие, наблюдаемое между рифеем и кембрием, по его мнению, ничем, кроме масштаба, не отличается от несогласий, отмечавшихся (Кириченко, 1955—1960 и др.) внутри рифейского комплекса, с одной стороны, и от несогласий, установленных внутри кембрия,— с другой, и обусловлено ростом поднятий, существовавших внутри Ангаро-Канского прогиба. С усилением этих поднятий в конце рифея, по мнению названного геолога, было связано внедрение интрузий, образование ряда тектонических нарушений и усиленный размыв.

Но выше было показано, что предполагавшиеся ранее несогласия внутри рифея Енисейского кряжа отсутствуют или локальны, а выпадение отдельных толщ внутри кембрия приурочено к узким зонам. Это обстоятельство вновь делает несогласие в основании кембрия единственным в своем роде и на первый взгляд свидетельствует в пользу мнения первой группы геологов. Такая противоречивость данных заставляет остановиться на этом вопросе подробнее.

Налегание нижнего кембрия Енисейского кряжа на самые различные докембрийские свиты, от наиболее древних до самых молодых, на первый взгляд создает впечатление крупного углового несогласия и перестройки всего структурного плана. Но рассмотрение взаимоотношений кембрия и докембрия в конкретных разрезах показывает, что обычно кембрий залегает на более древних свитах с небольшим угловым несогласием. На большей части кряжа оно обычно не превышает 10—12° (в том числе и там, где кембрий налегает на низкие горизонты рифея).

В то же время на Енисейском кряже наблюдаются и более резкие несогласия между кембрием и рифеем (до 90°), причем именно они обычно приводятся для характеристики взаимоотношений рифея и кембрия всего кряжа. Однако этого делать нельзя, так как эти несогласия либо приурочены к определенным зонам, либо оказываются локальными.

Типичным примером такой зоны является Ишимбинская шовная зона. В южной ее части несогласие между рифеем и кембрием очень отчетливое и специально рассмотрено Г. И. Кириченко (1958_1), а в северной наблюдается по р. Тее в районе устья ручья Глубокого (см. фиг. 19). Именно здесь нижний кембрий налегает на головы рифейских пластов. Точно так же на восточном крыле Лебяжинско-Беретского поднятия, в верховьях Вороговки отмечается очень резкое несогласие в основании чividинской свиты (см. фиг. 29), а в бассейне Большой Лебяжьей — в основании немчанской и лебяжинской свит.

Примером локальных значительных несогласий служит Иркинеевский выступ, на восточном окончании которого подошва ковальской свиты в плане почти под прямым углом срезает ряд рифейских свит. Но западнее, в бассейне Аки и Нижней Тери, такого резкого несогласия уже нет и, судя по контурам на геологической карте (см. фиг. 39), оно не отличается от наблюдаемого на остальной части кряжа. Важно отметить также, что при приближении к крыльям Иркинеевского поднятия происходит постепенное выполаживание рифея и его залегание приближается к залеганию нижнего кембрия. Особенно хорошо это видно по р. Иркинеевой выше пос. Чугумей. Восточнее, в пределах Чадобецкого поднятия кембрий налегает на рифей без резкого углового несогласия.

Выше мы видели, что Ангаро-Канский прогиб территориально совпадает с внутренней зоной рифейской миогеосинклинали (см. фиг. 42). При этом наблюдается не только пространственное совпадение этих прогибов, но и наследование простирания основных фациальных зон, и общей асимметрии прогибов, а также дальнейшее развитие в кембрии главных структурных элементов рифейского этапа. Так, Ишимбинская шовная

зона, разделявшая в рифее две зоны миогеосинклинали, в нижнем кембрии отделяла платформенную область от резко погружавшегося прогиба; на месте Енисейско-Саянского геоантиклинального поднятия в рифее существовал глубинный разлом и т. д. Но в то же время внешняя, наиболее активная, зона рифейской миогеосинклинали в нижнем кембрии еще более утратила подвижность и вошла в состав Сибирской платформы.

Изучение геологических карт Енисейского кряжа (см. фиг. 39, 40) и бассейна Маны показывает, что на большей части этой территории структурный план нижнего кембрия очень похож на рифейский. Даже в пределах Ишимбинской зоны, где несогласие под кембрием особенно резкое, наблюдается аналогичная картина. Южно-Енисейская синклиналь, выполненная кембрием, по своему типу очень близка к входящим в эту зону рифейским структурам и располагается в общем в пределах синклинали в рифейских отложениях. То же нужно сказать относительно южной части Ишимбинской синклинали.

Показательно так же и то, что в западной части Восточного Саяна многие исследователи, начиная с 20-х годов нашего века и до последнего времени, объединяют в одну свиту верхние горизонты рифея и нижние горизонты кембрия (урманскую и анастасьинскую свиты), а на Енисейском кряже некоторые геологи кембрийскую вороговскую свиту считают возможным сопоставить с нижнеангарской и дашкинской свитами рифея.

Значительно более пологими залеганиями отличаются нижнекембрийские толщи Северного Присаянья и Солбинской синклинали, залегающие непосредственно на кристаллических породах. Но говорить о резком отличии структурного плана кембрия и рифея на основании этих данных нельзя, так как рифейские отложения в названных районах либо глубоко метаморфизованы, либо установлены лишь в отдельных грабенах, и их собственный структурный план неясен.

Из всего сказанного видно, что на границе рифея и кембрия в пределах Ангаро-Канской миогеосинклинали имело место общее воздымание территории и образование крупных сводовых поднятий (см. фиг. 41). Эти воздымания сопровождались внедрением интрузий, метаморфизмом и гранитизацией рифейских отложений в упомянутых поднятиях, образованием складок (очень простых и пологих во внешней зоне миогеосинклинали и более сложных в западной ее зоне и особенно в шовных зонах) и последующим глубоким размывом. Другими словами, на границе рифея и кембрия в нашем районе наблюдалось проявление одной из фаз байкальской складчатости. Результаты этой фазы в разных зонах были различными. Наименее активная приплатформенная зона рифейской миогеосинклинали причленилась к платформе. Внутренняя зона миогеосинклинали в нижнем кембрии превратилась в еще более активно и контрастно развивавшийся прогиб. Наконец, в Алтае-Саянской эвгеосинклинали несогласия на данном уровне нет, наблюдается лишь смена одного горизонтального ряда формаций другим и продолжается унаследованное развитие одних и тех же структур.

В начале нижнего кембрия на рассматриваемой территории образовалось два узких и длинных прогиба. Приведенный выше материал показывает, что заложение их было обусловлено возобновлением движений по глубинным разломам, существовавшим еще в рифее. Эти прогибы с первых моментов своего существования отличались асимметрией в поперечном направлении — у их внешних по отношению к платформе бортов (у подножий Саяно-Енисейского и Лебяжинско-Беретского поднятий) накапливались наиболее грубые и наиболее мощные толщи базальной молассовидной формации. Формирование этих толщ шло за счет сноса с упомянутых поднятий, что особенно хорошо устанавливается для конгломератов ангульской и карагасской свит. В моменты ослабления сноса среди молассовидной формации образовалась доломитовая формация

богатырского типа. Интенсивные опускания в Тейско-Канском прогибе вызвали и некоторое погружение смежной части Сибирской платформы, в пределах которой также шло формирование базальной молассовидной формации, но резко уменьшенной мощности (20—100 *м* против 800—1000 *м* в прогибе). Дальнейшая история развития Тейско-Канского и Приенисейского прогибов характеризуется расширением их за счет Лебяжинско-Беретского и Енисейско-Саянского поднятий. Наиболее ярко такое расширение в сочетании с увеличением интенсивности и контрастности тектонических движений проявилось в чividинское (анастасьинское) время, чем и было обусловлено появление некомпенсированных прогибов (отложения флишевой формации, формации валунно-галечных аргиллитов и граувакково-аспидных формаций) и образование описанных выше горизонтальных рядов формаций (см. фиг. 43 и табл. 6). Отмеченная для предыдущего этапа поперечная асимметрия структур в разбираемое время проявилась еще более резко. На восточном, приплатформенном борту Тейско-Канского прогиба в Енисейском кряже отлагались мелководные, свойственные платформе формации (глауконитовая песчано-аргиллитовая и доломитовая тальская), а у внешнего, западного края — глубоководная флишевая. У восточного, обращенного к платформе склона Лебяжинско-Беретского поднятия отлагалась формация валунно-галечных аргиллитов, а на противоположном склоне — карбонатные формации (доломитовая тальского типа и аспидно-известняковая). В то же время с обращенного в сторону платформы склона Енисейско-Саянского поднятия в Приенисейский прогиб происходил интенсивный снос обломочного материала, что запечатлелось в асимметричном расположении граувакковой формации. В более юго-восточных участках этого поднятия с ним генетически связаны мощные конгломератовые толщи киченской свиты (Клитин, 1960).

В более южных районах, в бассейне р. Маны подобная асимметрия выражена менее отчетливо. Она проявляется в приуроченности основной массы наиболее выдержанных конгломератов анастасьинской свиты к восточному крылу Беретского поднятия, в замещении всего объема свиты аспидно-известняковой формацией в сторону платформы и т. д. Но нельзя не отметить, что в западной части Восточного Саяна, в отличие от Енисейского кряжа, граувакковая формация была приурочена к Лебяжинско-Беретскому, а не к Енисейско-Саянскому поднятию. Это указывает на то, что относительная роль названных структур как источников сноса на разных их участках и в разные моменты сильно менялась.

Асимметрия Тейско-Канского и Приенисейского прогибов, проявляющаяся в распределении мощностей и формаций, по-видимому, объясняется тем, что обе эти структуры представляли собою отдельные блоки, разделенные глубинными разломами, по которым наиболее опущенный, внешний по отношению к Сибирской платформе край одного блока граничил с относительно приподнятым, обращенным к платформе краем более западного блока (Григорьев, Семихатов, 1961). По существу, по упомянутым разломам происходило ступенчатое опускание от Сибирской платформы по направлению к Алтае-Саянской геосинклинали.

Иные условия наступили на рассматриваемой территории во второй половине алданского века, в немчанское (шалыгинское) время. В начале этого этапа произошла резкая и быстрая нивелировка условий в различных зонах и дальнейшее поглощение прогибами разделяющих их поднятий. Восточное из них, Лебяжинско-Беретское, как это хорошо устанавливается и на Енисейском кряже, и в бассейне Маны, уже в начале немчанского времени было на большем своем протяжении перекрыто морем. Лишь местами (р. Каменистая, междуречье Тиса и Вятки на Енисейском кряже; бассейн среднего течения Базаихи в Восточном Саяне) с ним связаны небольшие шлейфы молассовидной формации.

Приостановка или замедление роста в какой-то мере характеризовало и Енисейско-Саянское поднятие, что нашло свое отражение в резком сокращении количества обломочного материала, поступающего в прогибы в начальные моменты разбираемого этапа (отложение доломитовой богатырской формации). В западной части Восточного Саяна такая приостановка и замедление продолжалось и далее и охватило все немчанское время, а на остальной, большей части района вслед за приостановкой наступило резкое усиление восходящих движений. В результате в прогибы стало поступать огромное количество обломочного материала, сформировавшего верхнюю красноцветную молассовидную формацию Енисейского кряжа и центральной части Восточного Саяна. Количество этого материала было столь велико, что он не только полностью компенсировал погружение прогибов но и «выплескивался» из них на прилежащую часть Сибирской платформы. Следует подчеркнуть, что западная окраина Сибирской платформы, Тейско-Канский и Приенисейский прогибы и Лебяжинско-Беретское поднятие, хотя и сохранялись в немчанское время как структуры первого порядка, уже не контролировали распределение формаций и их рядов, как это было ранее, а были перекрыты одной формацией — верхней молассовидной. Мощности ее в различных зонах резко отличаются друг от друга и изменяются в 15—20 раз.

В ленский век на рассматриваемой территории произошла дальнейшая нивелировка условий. Западная окраина Сибирской платформы и весь Ангаро-Канский прогиб был перекрыт одной формацией — эвапоритовой соленосно-карбонатной, которая занимает и всю внутреннюю часть Сибирской платформы (Григорьев, Семихатов, 1961). Внутри этой формации в пределах прогиба появляются мощные соленосные толщи, образование которых контролировалось с одной стороны фациальными причинами (Архангельская, Григорьев, 1960), а с другой — структурными (наличием относительно быстро погружавшихся участков). Необходимо подчеркнуть, что мощность эвапоритовой соленосно-карбонатной формации в прогибе и на платформе изменяется сравнительно мало в 2—3 раза, что не идет ни в какое сравнение с более чем десятикратным изменением мощности нижележащих кембрийских свит. В пределах Лебяжинско-Беретского поднятия мощность формации также уменьшается всего в 1,5—2 раза.

Енисейско-Саянское поднятие в ленский век сохранялось как геоморфологически выраженная структура, о чем свидетельствует налегание на южном крыле Восточно-Саянского антиклинория различных горизонтов нижнего кембрия прямо на рифей (Хоментовский и др., 1960) и признаки сноса с него обломочного материала. Но и это поднятие постепенно поглощалось обрамлявшими его прогибами, что особенно хорошо устанавливается на основании анализа последовательности краевых угловых несогласий вблизи Восточно-Саянского антиклинория (Хоментовский, 1957). Этот процесс уже в конце ленского века, по-видимому, привел к тому, что названное поднятие в какой-то мере было перекрыто морем. Тем не менее этот антиклинорий по-прежнему являлся границей двух различных по своей природе зон, различия которых резко сказывались как во время нижне- и среднекембрийского осадконакопления, так и во время складчатости, последовавшей во второй половине среднего кембрия. Кембрийские отложения Сисимского синклинория дислоцированы чрезвычайно сложно и прорваны массой различных интрузий, в том числе очень крупными массивами гранитов. В Манском синклинории структура кембрийских свит более простая, посленижнекембрийские интрузивные образования представлены главным образом мелкими телами габбро и габбро-диоритов и приуроченными к разломам серпентинитами. Учитывая единство Ангаро-Канского прогиба, можно сделать вывод, что аналогичную роль раздела двух различных прогибов

Саяно-Енисейское поднятие сохраняло и северенее, в погруженной своей части.

Относительно природы нижнекембрийского Ангаро-Канского прогиба мнения исследователей расходятся. Ряд исследователей (А. С. Хоментовский, 1945; Васильев и др., 1956, 1957; Кириченко, 1956_2 и др.; Спижарский, 1958, 1960 и мн. др.) ту или иную его часть считают краевым прогибом. Это мнение мотивируют обычно тем, что данный прогиб граничит с одной стороны непосредственно с платформой, а с другой — с приподнятыми областями, сложенными рифейскими отложениями, что он выполнен мощной серией терригенных (преимущественно красноцветных) и карбонатных (местами соленосных) отложений, и что проявления магматической деятельности в нем отсутствуют. В то же время В. В. Хоментовский (1957, 1959), а за ним и М. А. Семихатов (1959_{1-2}) пришли к выводу о миогеосинклинальной природе нижнекембрийского Ангаро-Канского прогиба. По существу, к такому же выводу относительно природы прогиба, занимавшего в нижнем кембрии область Солбинской синклинали, пришли В. С. Мелещенко и другие (1960), но они называют этот прогиб пригеосинклинальным.

Рассмотрим, какая из этих точек зрения подтверждается фактическим материалом.

Выше было показано, что Тейско-Канский и Приенисейский прогибы и Лебяжинско-Беретское поднятие, несмотря на некоторые отличия выполняющих их нижнекембрийских толщ, представляют структуры, осложняющие гигантский Ангаро-Канский прогиб и ни в коей мере не могут ему противопоставляться. Единство этого прогиба особенно ярко проявляется, если сравнить кембрий этого прогиба с кембрием Сисимского синклинория. Сисимский синклинорий по всем признакам не отличается от других аналогичных структур, входящих в состав Алтае-Саянской геосинклинальной области и в нижнем и среднем кембрии представлял собою типичную эвгеосинклиналь. Развитие этой эвгеосинклинали закончилось во второй половине среднего кембрия, причем именно на вторую половину нижнего и начало среднего кембрия здесь приходится наиболее активное погружение (Хоментовский, 1957; Хоментовский, Семихатов, Репина, 1960; Мелещенко и др., 1960). Таким образом, развитие Ангаро-Канского прогиба протекало в общем одновременно с развитием смежной с ним эвгеосинклинали.

Можно ли в свете этих данных относить Ангаро-Канский прогиб к категории краевых?. Краевые прогибы, как известно (Богданов, 1955; Пущаровский, 1959) возникают и развиваются вдоль границ платформ и геосинклиналей в эпоху замыкания и общего воздымания последних и превращения их в горное сооружение. Ничего подобного не наблюдается в рассматриваемом случае. Эпоха наиболее активного погружения и расчленения Ангаро-Канского прогиба (алданский ярус) предшествовала наиболее активному погружению смежной эвгеосинклинали, а разделяющее эти прогибы Енисейско-Саянское поднятие не только не разрасталось с ходом геологической истории, как это было бы в случае краевого прогиба, а напротив, прогрессивно поглощалось прогибами. То же самое было характерно и для Лебяжинско-Беретского поднятия (см. фиг. 43 и табл. 6). Одновременность развития Ангаро-Канского прогиба и смежной эвгеосинклинали является основным аргументом против отнесения этого прогиба и категории краевых. С представлениями о его платформенной природе не согласуются огромные (более 7 *км*) мощности нижнего кембрия, очень высокие градиенты изменения его мощностей (до 80 *м/км* и более), свидетельствующие о контрастности тектонических движений, наличие посленижнекембрийских гранитов и т. д. Рельефно выявляет принципиальные различия нижнекембрийского Ангаро-Канского прогиба от Сибирской платформы и анализ вертикальных

формационных рядов, свойственных этим структурам (Григорьев, Семихатов, 1961). Для нижнего кембрия Сибирской платформы, как мы видели, типичен весьма простой вертикальный ряд формаций, усложняющийся лишь вблизи ее юго-западной окраины за счет проникновения сюда из прогиба аллохтонных для платформы формаций. В то же время для Ангаро-Канского прогиба свойствен сложный вертикальный формационный ряд, характерными членами которого являются такие формации, как флишевая, аспидно-известняковая, граувакковая и т. д.

Особенности развития Ангаро-Канского прогиба, его структурное положение и выполняющие его формации показывают, что в нижнем кембрии он представлял собой типичную миогеосинклиналь, по всем признакам чрезвычайно близкую к миогеосинклиналям, обрамлявшим в рифее и нижнем палеозое Северо-Американскую платформу. Как известно (Кэй, 1955) эти структуры представляют собою линейно вытянутые вдоль края платформы (кратона) пояса, которые отличаются повышенной по сравнению с платформой мощностью выполняющих отложений, появлением несвойственных платформе формаций (флиш, граувакки и т. п.), слабым проявлением или отсутствием эффузивной и интрузивной деятельности; они развивались одновременно со смежными прогибами, выполненным вулканогенными толщами — эвгеосинклиналями и вкрест простирания либо непосредственно переходили в них, либо отделялись от них тектоническими швами, а на более поздних этапах развития — линейными поднятиями-швами, которые служили источниками обломочного материала («тектоническая суша», по М. Кэю); от смежной платформы рассматриваемые миогеосинклинали отделялись флексурой, причем значительное количество обломочного материала, погребенного в миогеосинклиналях, поступало с платформы.

Все сказанное с полным правом может быть приложено к Ангаро-Канскому прогибу как в рифее, так и в нижнем кембрии. Сходны сравниваемые структуры и по формациям выполяющих отложений. На сходстве рифейского формационного комплекса Ангаро-Канской миогеосинклинали с формационными комплексами рифейских миогеосинклиналей мы уже останавливались. Точно так же в миогеосинклиналях других районов описаны формации, которые не только близки к нижнекембрийским формациям Ангаро-Канского прогиба, но и группируются в сходные горизонтальные и вертикальные ряды (Павловский, Беличенко, 1958; Королев, 1960). Характерно что аналоги наших молассовидных и эвапоритовой солено-карбонатной формаций, судя по данным ряда исследователей (Lochman-Balk, 1956; Rice, 1937; Okulitch, 1956 и др.) выделяются и в кембрийской миогеосинклинали Скалистых гор. Во второй половине среднего кембрия область Ангаро-Канской миогеосинклинали испытала складчатость, приведшую к прекращению в ее пределах геосинклинального режима. В отличие от фазы складчатости, имевшей место перед кембрием, среднекембрийская фаза не ограничилась областью одной лишь миогеосинклинали, но в еще более резкой форме проявилась в смежной части Алтае-Саянской эвгеосинклинали, и здесь также привела к замыканию геосинклинального режима и перестройке тектонического плана (Мелещенко и др., 1960; Хоментовский, 1960).

Распределение мощностей верхнекембрийских отложений и появление среди них вблизи Восточного Саяна и Енисейского кряжа грубых терригенных, иногда конгломератовых, толщ показывает, что эти отложения накопились у подножий воздымающихся горных сооружений в передовом или предгорном прогибе. Маломощные терригенно-карбонатные и карбонатные толщи ордовика и силура, представленные платформенными формациями, отвечают уже собственно платформенному этапу развития рассматриваемой территории. Воздымание упомянутых горных сооружений к этому времени, по-видимому, в основном пре-

кратилось. Таким образом, в рассматриваемом районе наблюдаются такие же взаимоотношения нижнего кембрия, с одной стороны, верхнего кембрия, ордовика и силура, с другой — какие были описаны Л. И. Салопом и другими (1958) в Байкальском нагорье.

Новый этап геологической истории рассматриваемого региона наступил в нижнем девоне и связан с заложением и развитием наложенных впадин (Рыбинской, Тасеевской и др.). Этому, по-видимому, непосредственно предшествовало возникновение горстовых и горстово-антиклинальных поднятий Южно-Енисейского кряжа, Саяно-Енисейского моста и северного склона Восточного Саяна, так как именно девонские осадочные и вулканогенные породы при приближении к ним срезают силур, ордовик и кембрий и переходят прямо на кристаллические породы. Названные выше поднятия разобщили выходы кембрия на Енисейском кряже, в Присаянье и бассейне р. Маны. По-видимому, в это же время, а возможно, и позднее возник Ангарский разлом, отделивший Канско-Тасеевскую впадину от Енисейского кряжа.

Таким образом, развитие Ангаро-Канской миогеосинклинали охватывает весь байкальский цикл в понимании Н. С. Шатского (1932, 1958). Она заложилась на кристаллическом основании, имеющем возраст более 1800 млн. лет, одновременно с заложением Алтае-Саянской эвгеосинклинали и других миогеосинклиналей Сибирской платформы. В течение рифейского этапа развития Ангаро-Канская миогеосинклиналь представляла собой очень широкий, относительно пологий прогиб, испытывавший прогрессивные неконтрастные опускания при общей снивелированности условий. В результате складчатости, произошедшей в конце рифея, впервые резко проявилось различие внешней и внутренней зон миогеосинклинали. Внешняя, наименее активная зона, в значительной мере утратила свою подвижность, а внутренняя испытала повторную гранитизацию фундамента, частично распространившуюся и на породы верхнего структурного этажа. Проявление этой фазы складчатости тем или иным образом сказалось и в Алтае-Саянской эвгеосинклинали и в других миогеосинклиналях Сибирской платформы.

В нижнем кембрии внешняя зона рифейской Ангаро-Канской миогеосинклинали по своему развитию не отличалась от остальной части Сибирской платформы, а миогеосинклинальный режим сохранялся лишь во внутренней ее зоне, которая испытывала быстрые и контрастные опускания. Кембрийская история этой зоны характеризовалась расширением прогибов за счет разделявших их поднятий и вначале резкой дифференциацией, а затем прогрессирующей невилировкой тектонических условий (Григорьев, Семихатов, 1961). Такая же невилировка условий в тоже самое время (ленский век) отмечается и в Байкало-Патомской миогеосинклинали (Салоп и др., 1958; Салоп, 1960, Чжан Бу-Чунь, 1960 и др.) и на значительной части Алтае-Саянской эвгеосинклинали (Хоментовский, 1959, 1960). Вслед за такой нивелировкой условий в пределах Ангаро-Канской миогеосинклинали и смежной части Алтае-Саянской эвгеосинклинали в конце среднего или в начале верхнего кембрия проявились заключительные движения байкальской складчатости, приведшие к прекращению в их пределах геосинклинального режима. Рассматриваемые движения в северной части Алтае-Саянской эвгеосинклинали проявились в гораздо более резкой форме, чем в Ангаро-Канской миогеосинклинали, и сопровождались внедрением огромных масс гранитоидов. В пределах миогеосинклинали в это время наблюдаются лишь слабые отголоски этой бурной магматической деятельности.

Приведенные выше данные показывают, что развитие Ангаро-Канской миогеосинклинали в рифее и в кембрии шло по тому же плану, что и развитие других подобных структур, входящих в состав байкалид Центральной и Восточной Сибири.

Глава IV

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОЛБЧАТЫХ СТРОМАТОЛИТОВ В РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА И ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

За долгие годы изучения строматолитов рифея и кембрия по существу почти не проводилось работ по выяснению вертикальной смены их сообществ в разрезах с бесспорной последовательностью напластования. Лишь в последнее время сделаны первые шаги в этом направлении (Королюк, 1958, 1960_{1-2}; Крылов, 1959_1, 1960_2; Нужнов, 1960; Семихатов, 1960_3; Rezak, 1957 и др.). Между тем только таким путем в сочетании с прослеживанием по горизонтали выделенных комплексов и можно решить вопрос о пригодности строматолитов для расчленения и сопоставления разрезов и о возможности использования для этого тех или иных признаков строматолитовых построек.

Первые попытки использовать строматолиты для целей стратиграфии были сделаны уже давно. При этом основное внимание исследователей, естественно, было направлено на изучение строматолитов древних свит, так как последние практически не содержат остатков фауны, а обилие строматолитов именно в докембрии создавало заманчивые перспективы применить их для расчленения и сопоставления разрезов.

Исследованиями Уолкотта (Walcott, 1914) и более поздними работами Н. Н. Яковлева (Виттенбург и Яковлев, 1922), Фентонов (C. Z. Fenton, M. A. Fenton, 1931, 1937), В. П. Маслова (1937_{1-2}, 1950 и др.), Ридля (Ridel, 1953), Каэна и др. (Kahen etc., 1946), Режака (Rezak, 1957; Ross a. Rezak, 1959) и других исследователей было выяснено, что охарактеризованные строматолитами пласты и пачки могут иметь значение местных маркирующих горизонтов, протягивающихся иногда на сотни километров без существенных изменений состава строматолитов.

В то же время некоторые исследователи пытались использовать строматолиты и для более широких сопоставлений (Fenton a. Fenton, Маслов, 1939_1 1945; Kahen etc., 1946 и др.). К сожалению, эти попытки не могут считаться удачными. Они основывались не на сравнении вертикальной смены строматолитов, а на сличении случайных образцов. При этом обычно принималась датировка образца, приписываемая ему тем или иным геологом. Это во многих случаях приводило к тому, что одновозрастные формы считались разновозрастными и наоборот. Все это, а также нечеткость диагнозов строматолитов и привело к тому, что 10—15 лет назад стратиграфическое значение строматолитов отрицалось, по существу, всеми геологами.

Успехи, достигнутые в изучении древних свит в последующие годы, позволили во второй половине 50-х годов на новом уровне подойти

к выяснению стратиграфического значения строматолитов. Эти успехи дали возможность изучить смену их сообществ в разрезах с бесспорной последовательностью напластования и сравнить выделенные таким образом комплексы из одновозрастных отложений различных районов. Внимание геологов при этом вначале привлекали бросающиеся в глаза конофитоны (Кириченко, 1955; Драгунов, 1958_1; Келлер, Хоментовский, 1958, 1960 и др.), стратиграфическое значение которых подчеркивалось и ранее (Маслов, 1939_1, 1945), а затем стали изучаться и ветвящиеся коллении (Королюк, 1956, 1958, 1960_{1-2}; Крылов 1959_{1-2}, 1960_{1-2}; Нужнов, 1960; Раабен, 1960; Семихатов, 1960_3 и др.).

Строматолиты широко распространены в отложениях от глубокого докембрия до наших дней и являются весьма сложными образованиями, состоящими из тонких (от долей миллиметра до нескольких миллиметров) микрослоев. Эти микрослои соответствуют сезонным приростам водорослевых колоний, жизнедеятельность которых способствовала выделению извести в слизевых массах, окружающих клетки и нити.

Для правильного понимания особенностей строения и роста строматолитов большое значение имеют данные по современным известьвыделяющим синезеленым водорослям. Такие данные мы находим в работах Блэка (Black, 1933), Н. Н. Воронихина (1932), А. А. Еленкина (1938, 1949), а изложение и оценка их для изучения строматолитов сделаны В. П. Масловым (1937_1, 1950, 1956, 1960), К. Б. Кордэ (1954), И. К. Королюк (1960_2) и другими, что позволяет подробно на этом не останавливаться. Следует лишь кратко остановиться на данных Блэка, на которые обычно ссылаются во всех работах, посвященных строматолитам. Изучая различные морфологические типы современных строматолитов, существующих в близком соседстве на Багамской банке, Блэк установил, что в образовании их принимает участие ряд видов и родов водорослей. Среди них есть как общие для двух или даже для трех морфологических типов строматолитов, так и присущие одному какому-либо из них. В согласии с этим находятся материалы Н. Н. Воронихина (1932) по современным строматолитообразователям Крыма и данные А. А. Еленкина (1949), приводимые И. К. Королюк (1960_2) о том, что у многих современных известьвыделяющих водорослей характер нарастания и форма колоний являются постоянными и иногда служат видовым признаком, а порой и признаком большего таксономического ранга. Подобные данные позволили В. П. Маслову сделать важный вывод о том, что наличие различных морфологических типов строматолитов, по-видимому, объясняется тем, что в образовании каждого из них господствовал один какой-либо вид водоросли, вид — «хозяин». Развивая это положение И. К. Королюк пришла к выводу, что основные черты морфологии многих сторматолитов не являются случайностью, определяемой условиями обитания, а почти полностью обусловлены самими строматолитообразователями.

Терминология. Прежде чем перейти к описанию строматолитов, нужно определить основные термины. Четкие определения многих из них дала недавно И. К. Королюк (1960_2).

Пластовый строматолит — строматолит пластообразной формы.

Желваковый строматолит — изолированные строматолиты примерно изометричной формы.

Столбчатый строматолит — строматолит столбчатой формы, у которого высота гораздо больше диаметра; различаются ветвящиеся и не ветвящиеся столбчатые формы.

Тип ветвления — способ отделения дочерних колонок — дихотомическое деление; распадение широкого столбика на несколько более мелких, вписывающихся в окружность большого; деление на ряд расходящихся из одной точки колонок; мутовчатое ветвление и т. п.

Внутри строматолита различают:

Микрослои — ритмично повторяющиеся в постройке слои толщиной от долей миллиметра до нескольких миллиметров, имеющие различную структуру или цвет. Сумма микрослоев образует строматолит.

Арка — выпуклая поверхность, образованная парой микрослоев.

Выпуклость арок — отношение высоты арки к ее диаметру.

Наслоение — характер наслоения микрослоев — их выдержанность, изменение толщины, форма образуемых ими арок и т. п.

Характер бокового ограничения столбика — способ сочленения микрослоев с боковой поверхностью столбика. У одних форм краевые части микрослоев, подходя к боковому ограничению столбика, не сближаются друг с другом, не облекают боковой поверхности столбика, а как бы утыкаются в нее под тем или иным углом (бесстеночные формы, по Королюк, 1960). У других форм в периферической части столбика микрослои более или менее резко подгибаются вниз, сближаются и облекают боковую поверхность столбика, образуя стенку, по терминологии И. К. Королюк. При этом микрослои на периферии столбика обычно утоняются или несколько меняют свой характер, а некоторые из них выклиниваются.

Козырек — краевая часть микрослоя, выдающаяся за боковое ограничение постройки. Наблюдается, как правило, у бессточных форм.

Соединительные мостки — сросшиеся два или несколько козырьков, выдающихся с соседних столбиков.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРОМАТОЛИТОВ

В последние годы наметилось два основных направления в изучении строматолитов (Келлер, и др. 1960; Королюк, 1960_2).

Первое направление основано на изучении строматолитов как таковых, их внешней формы, характера микрослоистости, типа ветвления и т. п. Это направление, начатое работами Уолкотта, Фентонов и других было значительно углублено В. П. Масловым (1937—1960) и в настоящее время развивается большинством исследователей, изучающих строматолиты как в СССР (Г. И. Кириченко, Вл. А. Комар, И. К. Королюк, И. Н. Крылов, С. В. Нужнов, М. Е. Раабен, М. А. Семихатов, А. Д. Сидоров и др.), так и за рубежом (Р. Резак, Н. Меньшиков и др.).

И. Н. Крылов (1959_2) значительно усовершенствовал методику изучения строматолитов. Он предложил способ точного восстановления формы строматолитов путем распиловки образца на серию тонких (2—5 *мм*) пластинок и реконструкции по ним формы постройки в виде блок-диаграммы («графическое препарирование»). Как показывает опыт, такая реконструкция необходима при изучении ветвящихся строматолитов, так как открывает новые возможности в выяснении морфологии строматолитовой постройки. Применив такую методику обработки к строматолитам рифейских отложений Южного Урала, И. Н. Крылов (1960_2) пришел к выводу, что основными их морфологическими признаками, которые могут быть использованы для расчленения разрезов, являются: тип биогермов, внешняя форма столбиков, способ их ветвления, характер их боковой поверхности, а также тип напластования и структура микрослоев.

И. К. Королюк (1956, 1958, 1960_{1-2}) и вслед за ней С. В. Нужнов (1960) подошли к обработке строматолитов несколько по-иному. Эти исследователи учитывают общую форму строматолитовой постройки, но основное внимание уделяют характеру сочленения микрослоев с боковым ограничением строматолита, форме и структуре микрослоев. При классификации строматолитов И. К. Королюк подчеркивает ее искусственный и формальный характер и выделяет четыре основные система-

тические категории: тип, подтип, группа, форма. Выделение типа производится ею по внешней форме всей постройки в целом (пластовая, желваковая, столбчатая); подтипы устанавливаются лишь в столбчатых строматолитах по характеру стенки; выделение групп производится главным образом по характеру наслоения (выпуклость арок, степень облекаемости и т. д.), а форм — по более мелким отличиям характера наслоения и структуре микрослоев. Группы и формы описываются по бинарной номенклатуре. Нами при изучении собранных строматолитов была сделана попытка совместить методику И. К. Королюк и И. Н. Крылова (Семихатов 1960_3; Келлер и др., 1960).

Исследователи рассматриваемого направления морфологические группы строматолитов вначале рассматривали как роды и виды. Но впоследствии, когда стало ясно, что в образовании строматолитов могут участвовать несколько форм водорослей и, возможно, бактерии, вопросы номенклатуры стали более сложными. Большинство исследователей продолжало описывать строматолиты по бинарной номенклатуре, но подчеркивали формальный характер выделенных единиц. В. П. Маслов, ранее разделявший этот взгляд, в 1953 г. пришел к выводу, что «...при описании строматолитов следует пользоваться особой номенклатурой, основанной на комплексном изучении строматолитов» (1953, стр 108) и предложил трех-пятичленную систему названий, образованных от латинских названий основных характерных признаков постройки. Но такая классификация, как справедливо отмечает И. К. Королюк (1960_2), очень загромождает речь и все равно не может заменить описания форм.

Но, несмотря на различия в классификации, все исследователи рассматриваемого направления сходятся в том, что строматолиты заслуживают самостоятельного изучения.

Сторонники второго направления (Кордэ, 1960, 1954 и др.; Вологдин, 1955_{1-2}, 1960 и др.) отрицают этот тезис и считают необходимым выделять и определять микроскопические клеточные остатки водорослей — строматолитообразователей и микроструктуры строматолитов, оставляя собственно строматолиты в стороне. Но при таком подходе, как подчеркнула И. К. Королюк (1960_2), исследователь отрывается от изучения собственно строматолитов, сосредотачивая внимание на их составных частях, что является уже несколько иной задачей. Кроме того, находки водорослевых остатков в строматолитах крайне редки и встречаются лишь в нескольких процентах столбиков. Поэтому при данной методике вне изучения оказывается огромное большинство строматолитов. Редкость находок объясняется не только и, вернее сказать, не столько перекристаллизацией материала, которая (особенно в древних свитах) всегда имеет место, сколько особенностями отложения извести синезелеными водорослями. Они отлагают карбонат кальция не в стенках своих клеток, как это наблюдается у багрянок и у хар, а в слизи, окружающей нити сине-зеленых водорослей и вокруг самих нитей (Еленкин, 1949; Маслов, 1960). Поэтому естественно, что разрастание кристаллов карбонатов, начавших расти в упомянутой слизи, легко приводило к заполнению пространства, занятого отмершей водорослевой нитью. В этой связи очень интересны данные Гинзбурга (устное сообщение на сессии МГК) о том, что в современных строматолитах Флориды водорослевая микроструктура теряется в третьем, пятом сезонном слое, считая от современного.

Дополнительные трудности при изучении остатков микроструктуры водорослей-строматолитообразователей, как справедливо отмечает И. К. Королюк, создают особенности самих сине-зеленых водорослей: большая индивидуальная изменчивость отдельных признаков в пределах таксонов различного ранга, изменчивость строения нити вдоль ее длины, случаи одинакового строения нитей у колоний разных родов

и др. Из сказанного с полной очевидностью вытекает, что рассматриваемая методика, которая на первый взгляд кажется весьма заманчивой и биологически хорошо обоснованной, на пути своего применения встречает очень большие трудности. По-видимому, она в какой-то мере приложима к палеозойским строматолитам, но не может быть использована при изучении рифейских строматолитов в стратиграфических целях.

Редкость находок водорослевых микроструктур в строматолитах и трудность их диагностики ведет к тому, что К. Б. Кордэ и А. Г. Вологдин на деле сами признают систематическое значение внешней формы строматолитов. Так, К. Б. Кордэ (1954) в диагнозы многих выделенных ею новых видов верхнекембрийских известковых водорослей включает форму нарастания, а А. Г. Вологдин (1959_2, стр. 43) прямо пишет, что «...многим видам и родам древнейших сине-зеленых водорослей был свойствен некоторый постоянный размер колонии»... и далее (стр. 46): «Если мы проследим, как изменялась форма строматолитов в протерозое и в кембрийском периоде, то получим представление, что общий ход эволюции шел различно: по пути уменьшения размеров, усложнения строения колонок и по пути увеличения размеров строматолитов до 1 *м* и более в поперчнике». На рис. 1 цитируемой работы А. Г. Вологдин приводит морфологически различные типы строматолитов из разновозрастных отложений. Еще более четко эта же мысль высказана А. Г. Вологдиным в 1960 г.: «Если видовой состав породообразований долго не менялся, то возникали внешне однородные отложения карбонатного вещества — куполовидные, конические, цилиндрические или неправильной формы» (1960, стр. 15) и далее (стр. 18): «Если по микроскопическим данным строматолиты изучены, то с соответствующей осторожностью можно пользоваться данными и их простого сопоставления по внешнему облику».

Изучение микроструктур рифейских водорослей-строматолитообразователей обособленно от изучения собственно строматолитов не может дать положительных результатов при стратиграфических построениях. Иллюстрацией тому служат стратиграфические построения А. Г. Вологдина (1958, 1960), которые в свете всех имеющихся ныне историко-геологических данных и данных по определению абсолютного возраста должны быть решительно отвергнуты.

* * *

При использовании строматолитов в стратиграфических целях наиболее сложным является вопрос, какие из наблюдаемых в них изменений связаны с эволюцией водорослей — строматолитообразователей, а какие обусловлены изменением местных условий обитания, или, говоря иначе, какие признаки строматолитовых построек могут быть использованы для расчленения и сопоставления разрезов, а какие являются фациальными. Решение этого вопроса осложняется тем, что любое подразделение строматолитов на группы неминуемо проводится по формальному принципу и биологический смысл тех или иных признаков построек неясен.

Отделить признаки строматолитовых построек, отражающие местные условия обитания от признаков, связанных с эволюционным развитием водорослей, можно лишь на основании изучения вертикального изменения строматолитов в нескольких удаленных друг от друга разрезах одновозрастных отложений. Проведенное в Геологическом институте АН СССР такое изучение в рифейских отложениях Южного Урала (Крылов 1959_1, $1960_{1,2}$), Учуро-Майского района (Нужнов, 1960), Енисейского кряжа и Туруханского района (Семихатов, 1960_3) и анализ литературного материала показали, что для расчленения и сопоставле-

ния древних свит могут использоваться следующие признаки строматолитовых построек: общая форма постройки, тип ее ветвления, характер бокового ограничения столбика (наличие или отсутствие стенки) и тип его поверхности (с карнизами, с козырьками, гладкая), а также характер и структура микрослоев (Келлер и др., 1960). Но в связи с тем, что биологический смысл этих признаков неясен, вопрос об их относительном значении и таксономическом ранге решается с большим трудом. Одни исследователи основное значение придают типу бокового ограничения столбика и характеру его микрослоев, совсем или почти совсем не учитывая ветвление, другие, наоборот, считают главной форму постройки и тип ее ветвления и т. д. На имеющемся материале однозначно решить этот вопрос нельзя. Поэтому мы избегаем объединения выделяющихся в настоящее время групп в более крупные таксономические категории. Выделение же самих групп строматолитов мы, как и И. Н. Крылов (1960$_2$) проводим по комплексу признаков — по общей форме столбика, характеру его ветвления, выясненному с помощью «графического препарирования», типу бокового ограничения и строению поверхности столбика. Подразделение групп на формы проходит по строению и текстуре микрослоев, подобно тому, как это делает В. М. Маслов (1937—1960); И. К. Королюк (1960$_2$) и др. Обработка собранного материала полностью подтвердила вывод И. К. Королюк (1960$_2$) о том, что характер бокового ограничения столбика (наличие или отсутствие стенки) является устойчивым диагностическим признаком, который может быть использован в стратиграфических целях.

Следует подчеркнуть, что систематическое значение признаков, положенных в настоящей работе в основу выделения групп строматолитов, было выявлено лишь в самые последние годы. В более же ранних описаниях строматолитов эти признаки (тип ветвления, характер бокового ограничения столбика и его поверхность) чаще всего совсем не рассматривались, и выделение форм («видов») внутри очень широко понимаемой группы («рода») *Collenia* производилось, главным образом по форме осевого (а иногда и косого) продольного и поперечного сечения строматолита и по характеру его микрослоистости. Это повело, с одной стороны, к крайней нечеткости диагноза, а с другой — к очень широкой трактовке форм, многие из которых в настоящее время следует рассматривать как группы. Но соотношение таких широко понимавшихся форм предыдущих исследователей и вновь устанавливаемых групп не всегда может быть уверенно выявлено, так как выделение тех и других проводилось, по существу, по разным признакам. Это сильно затрудняет использование данных предшествующих исследователей и делает приводимую ниже синонимику неизбежно неполной. Лишь группы *Conophyton* и *Gymnosolen* оказалось возможным сохранить в общем в прежнем объеме, так как их диагнозы достаточно четки и не требуют серьезных изменений.

ОПИСАНИЕ СТРОМАТОЛИТОВ

Материалом для настоящего описания послужила коллекция, собранная нами в 1956—1959 гг. из рифейских и нижнекембрийских отложений Енисейского кряжа и Туруханского поднятия по рекам Ангаре, Каменке, Удерею, Горбилку, Большому Питу, Вороговке, Большой Черной, Нижней и Сухой Тунгускам, а также отдельные образцы, переданные нам В. Н. Григорьевым с рек Нижней и Сухой Тунгуски, В. В. Меннером — с Нижней Тунгуски и Ф. П. и Е. К. Ковригиными — с р. Исаковки, Летней и Вороговки.

В изученных разрезах основная масса строматолитов встречается в рифейских отложениях, и подавляющее большинство их столбчатые.

Напротив, в нижнем кембрии развиты почти исключительно пластовые строматолиты групп *Stratifera* Kor. и *Irregularia* Kor., причем в алданском ярусе строматолиты встречаются лишь спорадически, а в ленском распространены довольно широко. В настоящее время из собранных строматолитов обработаны столбчатые. Такой выбор был сделан потому, что столбчатые формы по сравнению с пластовыми и желваковыми отличаются наиболее четкими диагностическими признаками и определенной изменчивостью во времени (Маслов, 1939_2; Королюк, 1958, 1960_2; Крылов, 1960_2) и потому, что именно они составляют основной строматолитовый фон в рифейских отложениях. Разрешение же вопроса о стратиграфическом значении рифейских строматолитов является наиболее актуальной задачей и в то же время облегчается благодаря огромной продолжительности этой эры.

При сборе строматолитов в поле мы внимательно изучали их в естественных срезах в обнажениях и на основании этого проводили ориентировочную разбивку строматолитов на те или иные морфологические единицы. Затем выяснилось вертикальное распределение этих единиц в пределах пачки или свиты и отбиралось несколько штуфов породы с каждой из таких единиц. Таким образом, достигалась представительность образцов и обеспечивалась примерно равномерная характеристика всей толщи, содержащей строматолиты.

При камеральной обработке собранные образцы распиливались на серии пластинок в 2—5 *мм* толщиной, ориентированных субпараллельно вертикальным осям столбиков. Поверхности таких срезов зарисовывались для восстановления внешней формы постройки, а из пластинок с осевыми сечениями изготовлялись палеонтологические шлифы, в которых изучалось строение микрослоев столбиков и характер их бокового ограничения. Голотипы форм хранятся в Геологическом Институте АН СССР, коллекции № 3451 и 3563.

СТОЛБЧАТЫЕ СТРОМАТОЛИТЫ

Постройки представляют собой прямые или искривляющиеся, обычно ветвящиеся столбики и, реже, сплюснутые цилиндры, высота которых во много раз больше ширины. Поперечное сечение округлое, овальное, реже неправильное или субангулярное, иногда в виде сильно вытянутого эллипса. Образованы наслоенными друг на друга округло-выпуклыми, реже, коническими микрослоями.

Группа *Baicalia* Krylov

1937. *Collenia baicalica*. В. П. Маслов. Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири.— Пробл. палеонт.; т. II—III, стр. 278, табл. IV, рис. 2, 4 Текст. рис. 8.

1937. *Collenia baicalica*. В. П. Маслов. О распространении карбонатных водорослей в Восточной Сибири. Там же, стр. 331, табл. II, рис. 1. Текст. рис. 1.

1960. *Collenia baicalica*. И. Н. Крылов. О развитии столбчатых ветвящихся строматолитов в рифее Южного Урала. Докл. АН СССР, т. 132, № 4, стр. 896, рис. 1, *б*.

1960. *Collenia baicalica*. М. А. Семихатов. О вертикальном распределении строматолитов в рифее Туруханского района.— Докл. АН СССР, т. 135, № 6, стр. 1480—1481, рис. 1*а, в*; 4,*а*.

1960. *Collenia baicalica*. Б. М. Келлер и др. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхнего протерозоя).— Изв. АН СССР, серия геол., № 12, стр. 36—37, рис. 1 (*4, 7, 8*); рис. 2 (*4*).

1962. *Baicalia*. И. Н. Крылов. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. Автореф. диссерт. на соискание степени канд. геол.-мин. наук. М., стр. 12.

Типичная форма группы — *Baicalia baicalica* (Maslov) Krylov, оз Байкал, падь Кадильная, улунтуйская свита. Рифей.

Клубнеподобные бугорчатые столбики. Ветвление с пережимом в основании ответвляющегося столбика.

Периферические части микрослоев не облекают боковой поверхности столбика, а как бы утыкаются в нее под теми или иными углами, оканчиваясь на разном расстоянии от оси столбика.

Ветвление обычно дихотомическое, реже на три столбика.

В пределах одного столбика диаметр поперечного сечения на коротких расстояниях меняется в 1,5—2 раза, в результате чего и образуются пережимы и раздувы, а сами столбики приобретают узловатый «корявый» облик. Обычно наиболее резкий пережим наблюдается в основании ответвляющегося столбика.

Поперечное сечение округлое, реже неправильное. От столбика к столбику диаметр меняется от 2—3 до 10—15 *см*, обычно он равен 3—5 *см*. Высота столбиков от нескольких до 20—25 *см*. Боковые поверхности столбиков обычно неровные, с неправильной формы наростами и с «козырьками», иногда достигающими крупных размеров. Нередко развиваются соединительные мостики.

Микрослоистость в различной степени округло-выпуклая, реже уплощенно-выпуклая. Микрослои обычно обладают примерно одинаковой толщиной и строением в центральной и периферической частях столбика. Наслоение преимущественно унаследованное.

Замечания. По типу бокового ограничения (отсутствие стенки) *Baicalia* Kryl. близка к описываемым ниже *Turuchania* gr. nov. и *Tungussia* gr. nov., но отличается от них по типу ветвления. При наличии лишь небольшого фрагмента столбика *Baicalia* Kryl. по внешней форме может близко напоминать некоторые *Minjaria* Kryl., но резко отличается от них отсутствием стенки. По тому же признаку *Baicalia* Kryl. отличается от *Gymnosolen* Steinm, который по типу ветвления в редких случаях похож на нее.

В группу *Baicalia* Kryl., по-видимому, входит группа *Planocollina* kor., описанная И. К. Королюк из подбокситового горизонта боксонской свиты р. Боксон. Эта группа обнимает формы с почти плоским наслоением.

Распространение и возраст. Туруханский район — свиты сухотунгусинская, деревнинская, буровой и шорихинская (нижняя часть); Енисейский кряж — свиты карточки, джурская, Серого ключа; Прибайкалье — улунтуйская свита; Учуро-Майский район — эннинская, ципандинская и лахандинская свиты; Южный Урал — авзянская свита; Средний Урал — клыктанская свита. Рифей.

Baicalia prima **forma nova** [1]

(Табл. I, *1—6*. табл. II, *1—3*)

Голотип. Обр. № 3563/2 ГИН АН СССР, сухотунгусинская свита, р. Сухая Тунгуска, табл. I, рис. 1, 3—6.

Материал. 17 экземпляров из трех обнажений.

Диагноз. *Baicalia* с небольшой выпуклостью арок и простейшей микрослоистостью.

Описание. Столбики шириной 1,5—4 *см*, довольно резко расширяющиеся и сужающиеся на небольших интервалах, благодаря чему иногда приобретают клубнеобразную форму (табл. I, фиг. *1*, *2*). Высота отдельных столбиков колеблется в пределах 5—20 *см;* высота всей постройки составляет 1—1,5 *м*. Столбики в общем вытянуты вверх, ось их слабо изгибается в различных плоскостях.

[1] Prima (лат.) — первая.

Ветвление простое, дихотомическое. Козырьки, выступающие на боковой поверхности столбиков, как правило, небольших размеров, у отдельных экземпляров очень многочисленные (табл. II *1*). Редко один или несколько козырьков прилегает к боковой поверхности столбика. Но, в отличие от стеночных форм, срастания микрослоев и изменения их характера в данном случае не происходит.

Микрослоистость четкая, определяется чередованием относительно более темных микрослоев пелитоморфного карбоната и более светлых микрослоев тонкозернистого карбоната, средняя или верхняя часть которых отличается несколько большей раскристаллизованностью и прозрачностью.

Микрослои первого типа как в краевой, так и в центральной части столбика беспорядочно меняют свою толщину от 0,05 до 0,2—0,4 *мм*, иногда расщепляются и выклиниваются так, что не все из них проходят через весь столбик. Нижняя поверхность этих микрослоев неровная, иногда несколько расплывчатая; верхняя — более четкая и ровная. Наиболее резко выделяется в ожелезненных разностях (табл. II, *3*).

Микрослои второго типа имеют толщину от 0,5 до —1,5—2,0 *мм*, обычно обладают более или менее выраженной неправильно-узорчатой текстурой. Последняя образуется в связи с наличием неправильных «амебовидных» участков, которые выделяются то более светлой, то более темной окраской и, реже, несколько различной зернистостью. В описываемых микрослоях встречаются изредка округлые и угловатые сгустки пелитоморфного темного кальцита размером 0,05—0,1 *мм*, вокруг которых обычно наблюдается тонкая оторочка более светлого кальцита (табл. I, *5*). В средней или верхней части рассматриваемых слоев на всем их протяжении обычно обособляются невыдержанные четковидные прослойки в 0,02—0,05 *мм* более крупнозернистого, хорошо прозрачного карбоната. Напластование в основном унаследованное, но выпуклость арок обычно меняется от 0,1 до 0,3, причем такие изменения могут происходить на небольшом отрезке столбика. Иногда кривизна меняется лишь в какой-нибудь одной части столбика, а затем быстро приобретает прежнюю величину. В редких случаях наблюдается срезание одной пачки микрослоев в краевой части столбика другой пачкой.

Замечания. *Baicalia prima* forma nova, как и все описываемые ниже формы отличается от *Baicalia baicalica* — типичной формы группы — несколько более правильной столбчатой формой и относительно небольшими пережимами. Отличия в строении микрослоев установить нельзя, так как микрослоистость голотипа *B. baicalica* в литературе не описана, а просмотренные нами топотипы (коллекция В. П. Маслова) перекристаллизованы.

Baicalia prima forma nova хорошо отделяется от большинства других описываемых ниже форм этой группы строением микрослоев, а также наличием только дихотомического ветвления и отсутствием коленообразно изогнутых столбиков. Лишь у *B. unca* forma nova микрослоистость по некоторым признакам близка к микрослоистости *B. prima* forma nova, но хорошо отличается по другим (см. ниже, описание *B. unca* forma nova).

По простому чередованию более светлых и более темных микрослоев микрослоистость *B. prima* forma nova несколько похожа на микрослоистость *Tungussia nodosa* forma nova но отличается от нее меньшей толщиной слоев, очень малым количеством сгустков в более светлых из них и наличием в них четкой средней прозрачной зоны. Названные формы резко отличаются между собой по некоторым групповым признакам — общему характеру постройки и типу ее ветвления.

Местонахождение и возраст. Широко распространена в сухотунгусинской свите рек Нижней и Сухой Тунгуски, реже встречается в деревнинской свите там же. Рифей.

Baicalia rara forma nova[1]

(табл. II, *4—6*)

Голотип. обр. № 3563/3 ГИН АН СССР, свита буровой, рифей, р. Нижняя Тунгуска. Табл. II, рис. 4—6.

Материал. Два экземпляра из одной точки.

Диагноз. *Baicalia* с коленообразными изгибами при ветвлении и ленточно-сгустковой микрослоистостью.

Описание. Столбики с поперечным сечением 2—4 *см*, с характерными раздувами и пережимами. Высота отдельных столбиков превышает 20—30 *см*. Наряду с типичным для всей группы *Baicalia* дихотомическим ветвлением наблюдается разделение на два столбика меньшего диаметра, один из которых продолжает расти вверх, а другой сперва образует почти горизонтальное колено, а затем, резко изгибаясь, поворачивает вверх. Боковая поверхность столбиков неровная, пологобугристая, с небольшим количеством мелких козырьков.

Микрослоистость очень четкая, определяется чередованием слоев трех типов.

1. Хорошо выдержанных микрослоев толщиной 1—2 *мм*, обладающих четкой комковатой текстурой. Она образуется за счет наличия мелких (0,1—0,25 *мм*) продолговатых сгустков темного пелитоморфного карбоната среди более светлого очень тонкозернистого карбоната. Эти сгустки в каждом микрослое распределены неравномерно и наиболее многочисленны в нижней его части, где обычно соприкасаются. В верхней части микрослоя количество сгустков постепенно, но неравномерно сокращается. В результате нижняя граница микрослоев данного типа четкая, ровная, реже пологоволнистая, а верхняя неправильная, фестончатая, местами очень нечеткая. Сгустки в микрослоях обычно ориентированы беспорядочно, образуя неправильные, а иногда кустовидные скопления.

2. Хорошо выдержанных микрослоев 0,5—1,5 *мм* довольно темного очень тонкозернистого карбоната, в которых рассеяны редкие сгустки, аналогичные описанным выше. Подошва микрослоев этого рода в типичном случае четкая, ровная, иногда пологоволнистая.

3. Микрослоев мелкозернистого прозрачного кальцита, которые резко изменяют свою толщину от 0,2—0,3 до 2—3 *мм* и иногда выклиниваются. Нижняя граница неровная, фестончатая, верхняя — более ровная, четкая. Микрослои этого типа обычно располагаются непосредственно выше микрослоев первого типа и лишь иногда наблюдаются ритмы, сложенные микрослоями второго и третьего типов.

Наслоение унаследованное; выпуклость арок маленькая.

Замечания. Наличие микрослоев с комковатой текстурой резко отличает *B. rara* forma nova от других форм этой группы. Сгустки, содержащиеся в ней, отличаются от иногда присутствующих в *B. prima* forma nova крупными размерами, формой и группировкой в слои.

Местонахождение и возраст. Река Нижняя Тунгуска, свита буровой. Рифей.

Baicalica lacera forma nova[2]

(Табл. III, *1—5*)

Голотип. Обр. 3563/2 ГИН АН СССР, свита буровой, р. Нижняя Тунгуска. Табл. III (рис. 1, 2, 4, 5,).

Материал. 13 экземпляров из трех обнажений.

Диагноз. *Baicalia* с прерывистой линзовидной микрослоистостью.

[1] Rara (лат.) — редкая.

[2] *Lacera* (лат.) — прерывистая, разорванная.

Описание. Столбики обычно имеют ширину 3—5 *см,* но некоторые достигают 10—12 *см;* имеют характерные раздувы и пережимы. Высота отдельных столбиков как правило превышает 15—20 *см,* высота всей постройки — несколько метров.

Столбики вытянуты вверх, обычно изгибаются в различных плоскостях, некоторые почти прямые. Их боковые поверхности несут значительное количество козырьков; иногда развиваются соединительные мостики.

Ветвление обычно дихотомическое, но наблюдается и деление на три новых столбика.

Микрослоистость четкая, образована тонкими (0,05—0,10 *мм,* редко до 0,20 *мм)* прерывистыми микрослоями темного пелитоморфного карбоната, погруженным в более светлый, тонко- и местами мелкозернистый кальцит.

Прерывистые микрослои в продольном сечении через строматолит имеют форму плоских линз или маленьких заостренных с обеих сторон палочек, ориентированных примерно перпендикулярно продольной оси столбика. Длина их обычно 1—2 *мм,* но может достигать 3—4 *мм* и более. Расстояние между ними по вертикали — в типичном случае 0,2—0,4 *мм,* колеблясь от 0,5 до 0,6—0,7 *мм.* По горизонтали рассматриваемые слои отстоят друг от друга на различные расстояния (от миллиметра до нескольких миллиметров) и то кулисообразно подставляют один другой, то вытягиваются в одну линию. При увеличениях порядка 40—60 раз можно видеть, что наиболее толстые из таких микрослоев в свою очередь состоят из чередования более светлых и более темных линзочек.

Границы микрослоев четкие, обычно ровные, лишь нижняя граница может быть несколько неровной. Края оттянутые, острые, реже с «завихрениями». Каждый микрослой почти прямой, реже пологоволнистый; в сумме образуют очень пологие дуги с выпуклостью в типичном случае около 0,1—0,3. На отдельных отрезках столбика выпуклость может несколько возрастать.

Тонко- и мелкозернистый кальцит, в который погружены описанные слои, никаких деталей строения не обнаруживает.

В некоторых шлифах среди описанных микрослоев наблюдаются выдержанные микрослои в 1—1,2 *мм* толщиной со сгустковой текстурой, бесформенные сгустки пелитоморфного кальцита (0,05—0,5 *мм)* хаотически распределены в тонкозернистом кальците. От описанных выше сгустков в *Baicalia prima* forma nova и *B. rara* forma nova отличаются резкой изменчивостью размеров и бесформенностью (табл. III, *3*) Наслоение в общем унаследованное.

Местами строматолиты неравномерно перекристаллизованы, и в периферической части столбика отдельные микрослои не выделяются.

Замечания. По наличию столбиков, делящихся на три дочерних столбика, близка к *B. unca* forma nova, но резко отличается от нее по строению микрослоев. По этому же признаку легко отличается от других форм группы *Baicalia* Kryl.

Местонахождение и возраст. Широко распространены в свете буровой по р. Нижней Тунгуске; реже встречаются в нижней части шорихинской свиты там же. Рифей.

Baicalia unca **formai nova** [1]

(Табл. IV, *1—3*)

Голотип. Обр. № 3563/4 ГИН АН СССР, свита Серого ключа, р. Каменка. Рифей. Табл. IV, *1—3.*

Материал. Более 20 экземпляров из четырех обнажений.

[1] *Unca* (лат.) — изогнутая.

Диагноз. Часто ветвящиеся *Baicalia* с четкой полосчатой микрослоистостью.

Описание. Столбики шириной 1—3 *см*, с характерными раздувами и пережимами. Высота отдельных столбиков иногда превышает 30 *см*. Столбики вытянуты вверх, нередко наклонены; ось их изгибается в различных плоскостях. Боковые поверхности со значительным количеством козырьков.

Ветвление обычно дихотомическое, но иногда столбик на коротком интервале делится на три новых столбика. Микрослоистость четкая, образована чередованием более темных и более светлых микрослоев тонкозернистого карбоната. Толщина более темных микрослоев меняется от слоя к слою от 0,3 до 0,6 *мм*, а иногда до 1—1,2 *мм*, но в пределах одного слоя хорошо выдерживается по простиранию, лишь иногда микрослои прерываются. Нижняя их граница постепенная, верхняя четкая, иногда подчеркнута тонкой каемкой более тонкозернистого карбоната.

Микрослои более светлого карбоната никаких деталей своего строения не обнаруживают. Толщина их от слоя к слою меняется от сотых долей до 1—2 *мм* так, что более темные микрослои то образуют сгущения, то встречаются реже.

Напластование в общем унаследованное, но выпуклость арок может меняться на небольших интервалах от 0,1 до 0,4—0,5.

Замечания. *Baicalia unca* forma nova по наличию ветвления на три столбика сходна с *B. lacera* forma nova, но легко отличается от нее по характеру микрослоистости. По этому же признаку *B. unca* forma nova легко отличается от большинства других байкалий. Лишь у *B. prima* forma nova микрослоистость несколько похожа на микрослоистость *B. unca* forma nova. Отличает их то, что у *B. unca* forma nava микрослои обоих типов имеют одинаковую зернистость, более темные из них в целом гораздо толще, чем у *B. prima* forma nova, незначительно меняют свою толщину в пределах одного слоя и группируются в пачки, а более светлые микрослои лишены сгустков, узорчатой текстуры и средней хорошо прозрачной зоны.

Микрослоистость *B. unca* forma nova местами может напоминать микрослоистость *Tungussia nodosa* forma nova. Эти две формы различаются прежде всего типом ветвления и общей формой постройки, а также тем, что у *T. nodosa* forma nova более светлые и более темные микрослои отличаются друг от друга по зернистости карбоната, и те, и другие имеют в целом примерно одинаковую толщину и резко меняют ее в пределах одного микрослоя, а в более светлых слоях содержится значительное количество мелких темных сгустков.

Местонахождение и возраст. Река Каменка, р. Горбилок, р. Большой Пит, свита Серого ключа. Рифей.

Baicalia ampla forma nova [1]

(Табл. V, *1—3*)

Голотип. Обр. № 3563/5 ГИН АН СССР, джурская свита, р. Большой Пит. Рифей. Табл. V, фиг. *1—3*.

Материал. 8 экземпляров из трех обнажений.

Диагноз. Крупные *Baicalia* с неясной прерывистой полосчатой микрослоистостью.

Описание. Столбики шириной до 12—15 *см* с небольшими раздувами и пережимами. Высота отдельных столбиков измеряется десятками сантиметров. В пласте столбики нередко наклонены, оси их почти прямые. Ветвление простое дихотомическое.

[1] *Ampla* (лат.) — большая, крупная.

Боковые поверхности с небольшим количеством козырьков; иногда наблюдаются соединительные мостики. Микрослоистость нечеткая, выделяется благодаря наличию несколько более раскристаллизованных, более светлых полос на фоне общей тонкозернистой массы карбоната. В последней, в свою очередь, местами наблюдаются очень неясно обособленные более темные и более светлые полосы.

Светлые микрослои слагаются очень мелкозернистым карбонатом; они имеют толщину 0,5—2 *мм*, но по простиранию плохо выдержаны и распадаются на неправильные удлиненные тела и изогнутые линзы. От вмещающего тонкозернистого карбоната, слагающего основную массу строматолита, они отделяются неровными, нередко фестончатыми границами.

Более темные полосы, выделяющиеся в тонкозернистом карбонате, имеют толщину 0,2—1,5 *мм* и нередко резко меняют ее на небольшом расстоянии. В них иногда намечается мелкосгустковая структура. Границы микрослоев очень неясные, могут быть пологоволнистые.

Наслоение унаследованное, выпуклость арок маленькая, обычно не выше 0,2—0,3.

Замечания. Крупные размеры *B. ampla* forma nova сближают ее с некоторыми *B. lacere* forma nova, но эти формы сильно разнятся по микрослоистости. Строение микрослоистости отличает *B. ampla* forma nova и от других байкалий.

Местонахождение и возраст. Река Большой Пит, джурская свита. Рифей.

Baicalia forma indet

Описание. Столбчатые строматолиты со столбиками шириной 3—5 *см* с резкими пережимами и раздувами, в результате которых некоторые столбики имеют типичную клубневидную форму.

Ветвление дихотомическое, с резким пережимом в основании ответвляющегося столбика. Строение боковой поверхности а также микрослоистость выявить не удается из-за сильной перекристаллизации породы, поэтому определение до формы невозможно.

Замечания. По внешней форме описываемые экземпляры стоят наиболее близко к типичной форме группы.

Местнахождение и возраст. Река Летняя (приток Исаковки), свита карточки. Рифей. Сборы Ф. П. и Е. К. Ковригиных.

Группа *Turuchania* gr. nova[1]

1960. *Collenia turuchanica*. М. А. Семихатов. О вертикальном распределении столбчатых строматолитов в рифейских отложениях Туруханского района.— Докл. АН СССР, **135**, № 6, стр. 1482, рис. 3, *г, е*; рис. 4, *е*.

Типичная форма. *Turuchania arbora* forma nova. Река Нижняя Тунгуска, туруханская свита. Рифей.

Столбчатые строматолиты, у которых дочерние столбики отделяются от главного вертикального столбика под углом, близким к прямому, а затем изгибаются вверх.

Облекания боковой поверхности краевыми частями микрослоев не наблюдается (бесстеночные).

Основной столбик в общем субцилиндрический, почти прямой с отдельными шишковидными наростами и желваками на боковых поверхностях.

Дочерние столбики значительно тоньше основного (1—3 *см* против 4—7 *см*). Высота столбиков — несколько десятков сантиметров.

[1] Название дано по туруханской свите, в которой впервые обнаружена эта группа.

Козырьки широко развиты; наблюдаются соединительные мостики. Микрослоистость неясная, в общем очень пологовыпуклая, но с мелкой, нередко дисгармоничной волнистостью.

Замечания. От прочих бесстеночных строматолитов *Turuchania* gr. nova отличается наличием основного субцилиндрического, почти прямого столбика и типом ветвления. По наличию горизонтальных столбиков похожа на *Tungussia* gr. nov., но отличается от нее отсутствием сложного ветвления и желваков на горизонтальных столбиках. По общей субцилиндрической форме основного столбика близка к *Minjaria* Kryl., но резко отличается от нее отсутствием стенки и типом ветвления.

Распространение и возраст. Туруханский район, туруханская и дурномысская свиты. Рифей.

Turuchania arbora gr. et forma nova [1]

(Табл. V, *4*, *5*; табл. VI, *1*, *2*)

Голотип. Обр. № 3451/2 ГИН АН СССР, туруханская свита, р. Нижняя Тунгуска. Рифей (табл. I, рис. 4; табл. VI, рис. 1, 2).

Материал. 7 экземпляров из двух обнажений.

Диагноз. *Turuchania* с нечеткими мелковолнистыми прерывистыми микрослоями.

Описание. Единственная пока известная форма группы.

Микрослоистость нечеткая. Обусловлена существованием среди однородного тонкозернистого карбоната, слагающего основную массу столбика, более темных (иногда ожелезненных) микрослоев пелитоморфного карбоната. Они неправильные, мелковолнистые, меняют свою толщину от 0,2 до 0,05 *мм* и менее, выделяются обычно лишь в осевой зоне столбика, а к краям выклиниваются, а иногда распадаются на несколько волосовидных полосок или продолжающих друг друга тупоконечных линз. Границы микрослоев неровные, нечеткие. Друг от друга они отстоят на 0,5—2,0 *мм* и более. Разделяющий их тонкозернистый карбонат, иногда местами несколько более раскристаллизован. Наслоение очень пологое (выпуклость обычно 0,1—2), в общем унаследованное, но наблюдаемые на микрослоях мелкие волны и неровности в двух соседних микрослоях, как правило, не совпадают.

Замечания. Мелкая волнистость и присутствие наиболее четких микрослоев лишь в осевой зоне столбика делают микрослоистость *Turuchania arbora* forma nova весьма своеобразной.

Местонахождение и возраст. Река Нижняя Тунгуска, туруханская и дурномысская свиты. Рифей.

Группа *Tungussia* gr. nova [2]

1960. *Collenia suchotungusica*. М. А. Семихатов. О вертикальном распределении столбчатых строматолитов в рифее Туруханского района.— Докл. АН СССР, **135**, № 6, стр. 1481, рис. 1, *б*; рис. 4, *б*.

Типичная форма. *Tungussia nodosa* forma nova, р. Нижняя Тунгуска, сухотунгусинская свита. Рифей.

Столбчатые строматолиты различного размера со сложным мутовчатым ветвлением. Периферические части микрослоев, как правило, не облекают боковой поверхности столбика и оканчиваются на разном расстоянии от его оси. Лишь иногда микрослои у края столбика подгибаются вниз и на небольших отрезках облекают его боковую поверхность. Ветвление сложное, мутовчатое, с обилием горизонтальных и полого-

[1] Arbora (лат.) — сучковатая, древовидная.

[2] Название дано по р. Сухой Тунгуске, где эта группа была впервые найдена.

наклоненных столбиков, от которых с пережимом в основании отходят вертикальные, иногда кубковидные столбики и желваки причудливых очертаний. Нередко несколько столбиков расходятся из одной точки. На столбиках наблюдаются раздувы и пережимы и неправильные наросты. Поперечное сечение округлое, у желваков — неправильное. Поперечное сечение изменчиво от нескольких до 10—15 *см*. Высота столбиков от 3—5 до 10—15 *см*.

Боковая поверхность постройки с небольшим количеством мелких козырьков или гладкая; соединительные мостики редки.

Микрослоистость пологовыпуклая, перпендикулярная продольной оси столбика. Наслоение главным образом унаследованное, с резко изменчивым радиусом кривизны, иногда дисгармоничное.

Замечания. Сложное, мутовчатое ветвление при отсутствии стенки в целом хорошо отделяет группу *Tungussia* gr. nova от других групп. Некоторые *Tungussia* gr. nova по наличию расходящихся из одной точки изогнутых столбиков несколько напоминают *Gymnosolen* Steinm, но резко отличны от него по отсутствию стенки. Существование горизонтальных «побегов» сближает *Tungussia* gr. nov. с *Turuchania* gr. nov., но у последней нет такого сложного ветвения, вся форма постройки проще, а горизонтальные «побеги» отходят в бок от основного субцилиндрического столбика, в то время как у *Tungussia* gr. nova происходит разделение этого столбика на дочерние столбики. Горизонтальные побеги в отдельных сечениях могут быть приняты за пластовые формы. От последних *Tungussia* gr. nov. отличается наличием вертикальных столбиков и общей формой постройки. При наличии лишь небольших фрагментов постройки по внешней форме с уверенностью отделить *Tungussia* gr. nova от *Baicalica* Kryl. не всегда можно.

Распространение и возраст. Туруханский район, сухотунгусинская, туруханская и речкинская свиты; Енисейский кряж, джурская, Серого ключа, дадыктинская свиты. Рифей.

Tungussia nodosa gr. et forma nova[1]

(Табл. VI, *3—6*; табл. VII, *1, 2*)

Голотип. Обр. № 3451/1, ГИН АН СССР, сухотунгусинская свита, р. Нижняя Тунгуска. Рифей. Табл. VI, рис. 3—5.

Материал. 12 экземпляров из пяти обнажений.

Диагноз. *Tungussia* со значительным количеством горизонтальных или пологонаклоненных столбиков и с ленточно-полосчатой микрослоистостью.

Описание. Столбики шириной от нескольких до 10—15 *см* с типичным для группы *Tungussia* gr. nova мутовчатым ветвлением. Наблюдается значительное количество горизонтальных или полого наклоненных столбиков, многие из которых несут неправильные желваки.

Микрослоистость ленточно-полосчатая, не всегда четкая. Образована чередованием микрослоев 0,3—1,5 *мм* относительно более темного, очень тонкозернистого или пелитоморфного карбоната и более светлого тонко- или мелкозернистого карбоната.

Микрослои очень тонкозернистого карбоната неровные, толщина их по простиранию сильно меняется, микрослои иногда расщепляются, реже выклиниваются. На них местами наблюдаются облаковидные утолщения. Нижняя граница микрослоев данного типа обычно неровная, мелко узорчатая или пологоволнистая; верхняя боле четкая. Иногда в средней их части обособляется одна или несколько более темных по-

[1] Nodosa (лат.) — узловатая, суковатая

лосок пелитоморфного карбоната толщиной около 0,05 *мм* и длиной несколько миллиметров.

Микрослои тонко- или мелкозернистого карбоната также изменчивы по толщине, но в целом более мощные, чем описанные. В них иногда намечается узорчатость, обусловленная наличием несколько более раскристаллизованных участков, а также множество мелких (0,02—0,08 *мм*) беспорядочно рассеянных сгустков темного пелитоморфного карбоната.

Наслоение в большинстве случаев унаследованное, но иногда дисгармоничное — над пачкой почти плоских микрослоев залегает пачка сильно выпуклых; реже над выпуклыми залегают вогнутые. Выпуклость арок меняется в широких пределах (от 0,1 до 0,8), причем такие изменения могут происходить на небольших интервалах. Обычно выпуклость небольшая (0,2—0,4).

Замечания. Микрослоистость наиболее отчетливо выражена в экземплярах из сухотунгусинской свиты. Образцы из туруханской свиты сильно перекристаллизованы; обычно в столбиках удается наблюдать лишь фрагменты микрослоев. Поэтому нет полной уверенности в точном соответствии их строения строению микрослоев *Tungussia nodosa* forma nova из нижележащих отложений и соответственно в принадлежности тунгуссий из туруханской свиты к рассматриваемой форме.

Tungussia nodosa gr. et forma nova отличается от *Tung. confusa* gr. et forma nova обилием горизонтальных или пологонаклоненных столбиков, увенчанных желваками, а также сильной изменчивостью выпуклости микрослоев, наличием неунаследованного напластования и (наиболее четко) по типу микрослоистости.

Микрослоистость *Tungussia nodosa* gr. et forma nova по простому чередованию более светлых и более темных микрослоев, как уже говорилось, несколько напоминает микрослоистость *B. prima* forma nova и *B. unca* forma nova, но сильно отличается по строению и текстуре этих микрослоев, а также по обилию в *Tung. nodosa* gr. et forma nova мелких темных сгустков (см. выше).

Местонахождение и возраст. Реки Нижняя и Сухая Тунгуски, сухотунгусинская свита; р. Нижняя Тунгуска, туруханская свита; реки Каменка и Горбилок — свита Серого ключа. Рифей.

Tungussia confusa gr. et forma nova[1]

(Табл. VII, *3*, *4*; табл. VIII, *1—6*)

Голотип. Обр. № 3563/6, джурская свита р. Горбилок. Рифей. (Табл. VII, рис. 3, 4; табл. VIII, фиг. 1, 3).

Материал. 6 экземпляров из четырех обнажений.

Диагноз. *Tungussia* с малым количеством горизонтальных столбиков и прерывистой ленточной микрослоистостью.

Описание. Столбики шириной 5—7 *см* с очень сложным мутовчатым ветвлением. Обычно от одного отрезка столбика в разные стороны отходят многочисленные дочерние столбики, располагающиеся ярусами. Они круто наклонены, иногда почти вертикальны. Горизонтальные столбики наблюдаются редко.

Микрослоистость обычно четкая, образована прерывистыми микрослоями относительно темного тонкозернистого карбоната среди более светлого очень тонкозернистого карбоната.

Более темные микрослои, как правило, распадаются на серию линз или тупоконечных отрезков. Толщина их 0,2—2,0 *мм*. Верхняя граница четкая ровная, нижняя может быть несколько размытой, мелкофестон-

[1] Confusa (лат.) — запутанная, беспорядочная

чатой; вдоль нее иногда наблюдается тонкий (0,05—0,3 *мм*) прослой прозрачного мелкозернистого карбоната.

Значительная часть описанных слоев деталей своего строения не обнаруживает, но во многих из них наблюдаются мелкие (0,0—2—0,06 *мм*) округлые и удлиненные непрозрачные сгустки пелитоморфного карбоната, которые располагаются полосами или собираются в бесформенные скопления. От сгустков, присутствующих в *Tung. nodosa* gr. et forma nova они отличаются менее четкими контурами и группировкой в слои и полосы. Микрослои светлого очень тонкозернистого карбоната однородные, протягиваются через весь столбик, толщина их 0,5—3,0 *мм*.

Наслоение унаследованное, выпуклость арок обычно 0,2—0,4. Иногда у края столбика микрослои подгибаются вниз и некоторые из них на небольшом отрезке могут облекать боковую поверхность столбика.

Замечания. На отличии *Tung. confusa* gr. et forma nova от Tung. *nodosa* gr. et forma nova мы останавливались выше.

Местонахождение и возраст. Река Горбилок, джурская свита; р. Каменка, дадыктинская свита; р. Нижняя Тунгуска, речкинская свита. Рифей.

Группа *Conophyton* Maslov, 1937

1934. *Collenia cylindrica* Grabau, C. S. Kao etc. Preliminary notes on sinian Stratigraphy of North China.— Bull. Geol. of China, vol. 13, № 2, pl. I, fig. 1, pl. II, fig. 3.
1937. *Conophyton*. В. П. Маслов. О распространении карбонатных водорослей в Восточной Сибири. Пробл. палеонт., т. II—III, стр. 334.
1937. *Collenia frequens* (Walcott). C. L. Fentona. M. H. Fenton. Belt series of the North: Stratigraphy, Sedimentation, Paleontology. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 48, № 12, 1946, Falb. 15, fig. 1, 2.
1938. *Conophyton*. В. П. Маслов. О природе строматолита *Conophyton*. Пробл. палеонт., т. IV, стр. 327.
1946. *Conophyton*. N. Menshikoff. Les formations a stromatolithes dans le Sahara occidentale.— Bull. Soc. Geol. de France 16, Fas. 7—8—9, p. 452—458, pl. VII, fig. 1—3, pl. IX, fig. 1—3.
1948. *Conophyton*. E. Polinard. Les neveau a Stromatolithes du systeme de la Bushimaie aux Confins des regions du vasait du Katanga.— Bull. Geol. de Belgique, t. LXXI, № 5—7, p. 167—178, pl. I, ph. 1, pl. III. ph. 1—2.
1957. *Conophyton*. R. Rezak. Stromatolites of the Belt series of Glacier National Park and Vicinity, Montana.— Geol. Surv. Proff., pap. 294-D, p. 135.

Типичная форма группы *Conophyton lituus* Masl., деревнинская свита, р. Нижняя Тунгуска. Рифей.

Столбчатые субцилиндрические крупные строматолиты, в обнажениях тесно сближенные и производящие впечатление частокола или труб органа.

Периферические части микрослоев не облекают боковой поверхности столбика, не образуют стенки, а как бы срезаются ею иногда под очень острыми углами. Ветвления не наблюдается.

Поперечное сечение округлое, реже овальное или эллиптическое. Величина его хорошо выдерживается в пределах одного индивидуума, а от столбика к столбику меняется от 5—10 до 50—70 *см* и более. Высота столбиков измеряется многими метрами.

Боковые поверхности, как правило, гладкие или шероховатые. Козырьки и соединительные мостики не характерны, наблюдаются как исключение.

Микрослоистость четкая, на поперечных срезах образует четкие концентрические круги или эллипсы. Форма микрослоев в продольных срезах преимущественно коническая (выпуклость 1,5—2 и более), реже наблюдается полусферическая или пологовыпуклая (выпуклость около 0,5), причем изменения выпуклости нередко наблюдаются в пределах одного столбика. Микрослоистость в осевой зоне столбика обычно отли-

чается от микрослоистости по его периферии наличием разорванных микрослоев и линз и появлением дополнительных слоев (осевая нарушенная зона).

Замечания. Микрослоистость конофитонов всегда ориентирована выпуклостью вверх. Имеющиеся в литературе указания на формы с выпуклостью, обращенной вниз, требуют проверки.

Conophyton Masl. по своей правильной субцилиндрической форме и отсутствию ветвления резко отличается от прочих столбчатых строматолитов, для которых характерно ветвление того или иного типа и которые редко имеют такую правильную субцилиндрическую форму. Лишь некоторые *Minjaria* Kryl. по общему облику столбика могут напоминать конофитоны, но отличаются от них наличием четко выраженной стенки, меньшими размерами, сравнительно частым дихотомическим ветвлением и отсутствием конических микрослоев.

Распространение и возраст. Туруханский район — деревнинская свита; Енисейский кряж — свита карточки и джурская; Прибайкалье — улунтуйская свита; Восточный Саян — монгошинская свита, Учуро-Майский район — омахтинская и лахандинская свиты; Южный Урал — бакальская и авзянская свиты; Северный Китай, свита Гаоючжуан; Скалистые горы США и Канады, свиты Альтин, Сайе и группа Миссула; Марокко, PCm III; Катанга, серия Бушимай. Рифей.

Conophyton lituus Maslov

(Табл. IX, *1—3*)

1938. *Conophyton lituus*. В. П. Маслов. О распространении карбонатных водорослей в Восточной Сибири.— Пробл. палеонт. т. II—III, стр. 334, табл. IV, рис. 2, 3.
1939. *Conophyton lituus*. В. П. Маслов. О природе строматолита *Conophyton*.— Пробл. палеонт., т. IV, стр. 325—326, табл. I, рис. 2—4.
1955. *Tschichatschevia lituus* (Maslov) Vologdin. А. Г. Вологдин. О конофитонах протерозоя и кембрия Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, т. 102, № 3, стр. 610—611, рис. 3, 4.

Материал. Более 30 образцов из трех обнажений.

Диагноз. Цилиндрический *Conophyton* с линзовидно-сгустковой микрослоистостью.

Описание. Столбики в виде ровных, иногда несколько сплюснутых цилиндров с диаметром от 7—10 до 30—40 *см* и более. В обнажении расположены в виде частокола, межстолбиковое пространство обычно не превышает 2—3 *см*.

Боковые ограничения столбика ровные; поперечное сечение округлое, реже овальное; с четкими концентрическими микрослоями. Ветвления не наблюдается. Боковые поверхности гладкие или шероховатые.

Микрослоистость четкая, образована чередованием микрослоев двух типов:

1. Микрослои тонкозернистого неравномерно ожелезненного карбоната толщиной 0,2—0,5 *мм*, реже до 1 *мм*. В некоторых местах в них видны как бы наслоенные друг на друга остроконечные линзы относительно более светлого карбоната толщиной в 0,10—0,15 *мм*, отделенные друг от друга более сильно ожелезненными полосочками (табл. IX, *2*).

2. Микрослои, линзы, удлиненные и округлые сгустки, которые вытягиваются в одну линию и сложены более светлым, очень тонкозернистым карбонатом. Толщина их 0,5—1,0 *мм*, реже до 1,5—2 *мм*. Наиболее выдержанные микрослои данного типа прослеживаются на несколько сантиметров; линзы и сгустки имеют длину лишь не намного превышающую толщину. Центральная часть тех и других оторочена тонкой (0,05 *мм*) каймой светлого прозрачного карбоната, иногда с шестова-

той текстурой. Границы микрослоев четкие, неровные, местами с глубокими и сложными фестонами. В осевой зоне столбика даже наиболее выдержанные микрослои рассматриваемого типа обычно прерываются, иногда концы их завихряются; в таком случае здесь же наблюдаются скопления округлых сгустков и появление коротких дополнительных микрослоев (центральная нарушенная зона). Поэтому на фоне общей унаследованности наслоения в осевой зоне у микрослоев может резко уменьшаться радиус кривизны.

В целом микрослои описывают правильные четкие дуги, форма которых меняется от остроконической с выпуклостью около 1—1,5 и более до куполообразной с выпуклостью около 0,5. Преобладают микрослои с большой выпуклостью.

Замечания. Описанный *Conophyton lituus* Masl. ничем не отличается от голотипа, описанного В. П. Масловым. Следует лишь отметить, что введенный В. П. Масловым в диагноз формы угол при вершине сильно меняется в пределах одного столбика и систематического значения не имеет. Приведенные А. Г. Вологдиным размеры формы не характерны.

По внешней форме *Con. littus* Masl. аналогичен *Con. culindricus* Masl. Эти формы резко различаются по типу микрослоистости и по преобладанию в последней форме конических микрослоев с большой выпуклостью.

По наличию округлых, более светлых сгустков, отороченных каймой прозрачного карбоната, микрослоистость *Con. lituus* Masl., напоминает микрослоистость *Minjaria nimbifera* forma nova, но по остальным признакам резко отличается от нее. У последней формы такие сгустки встречаются в относительно небольшом количестве и имеют округлую форму, в то время как у *Con. lituus* Masl. они господствуют в сложении строматолита и имеют разнообразную форму.

Местонахождение и возраст. Реки Нижняя и Сухая Тунгуска, деревнинская свита; Учуро-Майский район, лахандинская свита; Прибайкалье, улунтуйская свита; Южный Урал, катавская свита.

Conophyton cylindricus Maslov

(Табл. IX, *4, 5*; табл. X, *1—3*)

1938. *Conophyton cylindricus*. В. П. Маслов. О природе строматолита *Conophyton*.— Пробл. палеонт., т. IV, стр. 326—327, табл. I, фиг. *1, 5, 6*.

1939. *Conophyton cylindricus* В. П. Маслов. Попытка возрастного определения немых толщ Урала с помощью строматолитов.— Пробл. палеонт., т. V, стр. 278—280, табл. II, фиг. *1, 2*. Текст. рис. 1.

Материал. Множество экземпляров из большого количества обнажений.

Диагноз. Субцилиндрический *Conophyton* Masl. с ленточно-полосчатыми микрослоями преимущественно остроконической формы, в которых присутствуют мелкие палочковидные тельца.

Описание. Внешняя форма и размеры аналогичны описанным у *Conophyton lituus* Masl. Ветвление наблюдается как исключение; оно отмечено В. П. Масловым, в нашем материале ветвящихся экземпляров нет.

Боковая поверхность столбика под очень острым углом срезает периферические части элементарных наслоений, но на небольших участках они производят впечатления параллельных.

Микрослоистость четкая, образована микрослоями темного пелитоморфного карбоната и ровными широкими лентами более светлого тонкозернистого карбоната, в которых неравномерно распределены мелкие палочковидные тела.

Микрослои пелитоморфного карбоната невыдержаны по простиранию и обычно распадаются на отдельные отрезки или на серию овальных тел, вытянутых в одну линию. Средняя часть их иногда неясно выделяется своей более темной окраской. В некоторых экземплярах видно, что микрослои состоят из очень мелких наслоенных друг на друга сильно вытянутых линз более темного карбоната. Толщина микрослоев колеблется от 0,1 до 0,7—0,9 *мм*, обычно составляет 0,3—0,5 *мм*. На них наблюдаются четковидные утолщения и пережимы, а также мелкая резкая волнистость, наиболее резко выраженная в осевой зоне столбика. Здесь же, как правило, наблюдаются короткие (несколько миллиметров) неправильные и овальные тела такого же карбоната, которые нагромождены друг на друга (табл. IX, *5*; табл. X, *1*) и располагаются между относительно выдержанными микрослоями рассматриваемого типа (центральная нарушенная зона). Нижняя граница микрослоев несколько неровна, не всегда четкая, верхняя ровная четкая.

Лентообразные микрослои тонкозернистого карбоната имеют толщину обычно 1—2 *мм* (от 0,5 до 3 *мм*) и прослеживаются через весь столбик, не прерываясь и слабо деформируясь в осевой зоне. Среди них неравномерно располагаются тонкие (0,05—0,10 *мм*) длинные (1—3 *мм*) прямые тела, имеющие вид плоских линз или палочек с заостренными концами. Они располагаются параллельно микрослоистости и обычно слагаются пелитоморфными или очень тонкозернистым карбонатом, несколько более светлым, чем слагающий лентообразные микрослои. Но иногда карбонат палочковидных тел перекристаллизовывается сильнее, чем вмещающий, и они приобретают вид прозрачных трубочек (табл. X, *3*), иногда отороченных узкой (сотые доли миллиметра) темной каемкой. Именно эти образования были положены В. П. Масловым в основу выделения описываемой формы.

Микрослои обладают большой выпуклостью (до 1,8—2 и более) и имеют вид довольно правильных конусов с закругленной или несколько уплощенной вершиной. Напластование хорошо унаследованное, но иногда в небольшой пачке микрослоев правильность его в каком-либо месте нарушается из-за того, что микрослои теряют свою параллельность и распадаются на мелкие разноориентированные обломочки, которые производят впечатление оползших.

Замечания. По форме микрослоев и их строению *Conophyton cylindricus* Masl. прекрасно отделяется от других форм этой группы. Палочковидные тела, описанные в *Con. cylindricus* очень близки таковым из *Baicalia lacera* forma nov., но в последней они господствуют в сложении строматолита и определяют лицо микрослоистости а у *Con. cylindricus* играют резко подчиненную роль среди микрослоев, не имеющих ничего общего с микрослоями *Baicalia lacera*.

Местонахождение и возраст. Породообразующие строматолиты в деревнинской свите Туруханского района, в джурской свите р. Ангары и нижнего течения рек Иркинеевой и Каменки; часто встречаются в бакальской и авзянской свитах Южного Урала.

Conophyton confertus forma nova [1]

(Табл. XI, *2—3*)

Голотип. Обр. № 3563/7 ГИН АН СССР, свита карточки р. Большой Пит. Рифей. Табл. XI, рис. 2.

Материал. 15 экземпляров из пяти обнажений.

---

[1] Confertus (лат.)— сплюснутый, сжатый.

Диагноз. *Conophyton* с эллиптическим поперечным сечением и нечеткой микрослоистостью.

Описание. Столбики имеют вид сплюснутых цилиндров, слабо сужающихся кверху. Поперечное сечение эллиптическое, соотношение осей от 1 : 2 до 1 : 5, обычно 1 : 3—1 : 4. Короткая ось обычно 5—10 *см*, длинная может достигать 30—40 *см* (обычно 20—25 *см*).

В породе столбики расположены тесно; межстолбиковое пространство менее их толщины. В пределах одного обнажения столбики ориентированы своими плоскими сторонами одинаково.

Ветвления не наблюдается. Поверхности столбиков с небольшими вмятинами, иногда с козырьками. Микрослоистость нечеткая, образована неправильными прерывистыми микрослоями мелкозернистого светлого карбоната среди основной более темной тонкозернистой массы. Светлые микрослои невыдержаны по простиранию и распадаются на серию линз, вытянутых тупоконечных или овальных отрезков, которые в общем вытягиваются в одну линию и описывают крутые дуги. Толщина микрослоев 0,5—2,0 *мм*, редко более, причем в осевой зоне столбика микрослои толще. В пределах светлых микрослоев наблюдаются тонкие расщепляющиеся слои тонкозернистого карбоната, аналогичного слагающему основную массу столбика. Друг от друга светлые микрослои отстоят обычно на 1—4 *мм*, границы их четкие, неровные. Разделяющий их тонкозернистый карбонат обычно очень однообразен. Наслоение в общем унаследованное, выпуклость микрослоев 0,8 и более.

Замечания. В некоторых имеющихся образцах микрослоистость маскируется интенсивной рассланцовкой породы.

Conophyton confertus forma nova по овальному поперечному сечению и простой микрослоистости хорошо отличается от других конофитонов.

По форме столбика *Con. confertus* forma nova напоминает *Pitella* gr. nova., а его микрослоистость по простому чередованию светлых и темных полос похожа на микрослоистость *Pitella lanceolata* gr. et forma nova. Названные формы резко различаются по наличию стенки у пителл, их бо́льшей сдавленностью, строению микрослоев и их чередованию. У *P. lanceolata* gr. et forma nova светлые и темные микрослои обладают примерно одинаковой зернистостью, светлые микрослои не превышают 0,5 *мм* толщины и в сложении строматолита играют подчиненную роль, а разделяющий их более темный карбонат обычно обнаруживает нечеткую полосчатость, в то время как у *Con. confertus* forma nova светлые микрослои имеют толщину 0,5—2,0 *мм*, отличаются по зернистости от бо́лее темных микрослоев, толщина последних лишь не намного превосходит толщину светлых и в них нет полосчатости.

Местонахождение и возраст. Река Большой Пит — свиты карточки и джурская; р. Летняя — свита карточки. Рифей.

* * *

К группе *Conophyton* Masl. тесно примыкают строматолиты, описанные в литературе как *Collenia frequens* Walc. (Walcott, 1914; Rezak, 1957; Крылов, 1959_1 и др.). На близость этих форм указывали Н. Меньшиков (Menshikoff, 1946), И. Н. Крылов (1959_1), М. А. Семихатов (1960_3) и другие исследователи, а Фентоны (C. Z. Fenton, M. A. Fenton, 1937), как подчеркнул Резак (Rezak, 1957), под название *Collenia frequens* Walc. сочли возможным описать типичный конофитон. Иногда *Collenia frequens* Walc. относят к группе *Conophyton* Masl., но нам сейчас представляется, что это не целесообразно, так как в таком случае теряется один из наиболее четких признаков конофитонов — преобладание конических микрослоев. В то же время строение микрослоев у *Callenia frequens* Walc. близко к строению микрослоев *Conophyton sylindricus*

Masl. Весьма возможно, что в дальнейшем, по накоплении дополнительного материала, рассматриваемые формы будут целесообразно выделены в новую группу. В настоящей работе они описываются под старым названием *Collenia frequens* Walc., и вопрос об их принадлежности к той или иной группе остается открытым.

Collenia frequens Walcott

(Табл. X, *4*; табл. XI, *1*)

1917. *Collenia* (?) *frequens*. Walcott. Pre-cambrian algonkian algae flora.— Smiths. mus. coll., vol. 64, № 2, p. 113, tabl. 10, fig. *3*.
1957. *Collenia frequens*. R. Rezak. Stromatolites of the Belt Series in Glacier National Park and Vicinity, Montana — Geol. Surv. Prof., Pap. 294-D, p. 133—134, talb. 19, fig. 5; talb. 20, fig. *1, 3, 6, 11*.
1959. *Colenia frequens*. И. Н. Крылов. О строматолитах Уральского рифея.— Докл. АН СССР, т. 126, № 6, стр. 1313—1314, рис. 1, *е*.

Материал. Множество экземпляров из большого количества обнажений.

Диагноз. Субцилиндрические, иногда расширяющиеся кверху конофитоны с полого-выпуклой и полусферической ленточной микрослоистостью.

Описание. Столбики субцилиндрические, иногда слабо расширяющиеся кверху (или слабоизогнутые). Поперечное сечение овальное (реже округлое); диаметр 10-15 *см* и более. В пласте расположены близко друг от друга; межстолбиковое пространство составляет 2—3 *см*. Высота столбиков достигает нескольких метров. Поверхности столбиков несколько неровные, с отдельными выступами и впадинами. Микрослои не образуют стенки, хотя на отдельных отрезках могут быть почти параллельны боковой поверхности столбика.

Микрослоистость очень четкая, образована широкими, лентовидными, относительно более светлыми микрослоями тонкозернистого карбоната и более темными микрослоями пелитоморфного карбоната. Последние не всегда выдержаны и иногда распадаются на серию линз, вытянутых в одну линию. Нижняя граница этих микрослоев несколько неровная, не всегда четкая; верхняя — более четкая. У отдельных экземпляров в них видна мелкоузорчатая текстура за счет наличия несколько более раскристаллизованных участков. Микрослои тонкозернистого карбоната хорошо выдержаны и прослеживаются через весь столбик, лишь иногда несколько утоняясь к его периферии. Ширина тех и других микрослоев от десятых долей до 2—3 *мм*. В редких случаях в микрослоях тонкозернистого карбоната заключены палочковидные тела, аналогичные описанным у *Con. cylindricus* Masl.

Наслоение, как правило, унаследованное, микрослои имеют форму полусфер или дуг с выпуклостью от 0,2 до 0.5—0,7 и более.

Замечания. Микрослоистость *Conophyton frequens* Walc. близка к микрослоистости *Con. cylindricus* Masl. и отличается от нее лишь большей выдержанностью микрослоев пелитоморфного карбоната, отсутствием или очень малым количеством палочковидных телец и формой арок. Близость названных форм подтверждается и тем, что в пределах одного столбика иногда происходит довольно резкая смена микрослоистости *Con. cylindricus* Mals. микрослоистостью *Con. frequens* Walc. (табл. IX, *4*).

Местонахождение и возраст. Породообразующие строматолиты в деревнинской свите Туруханского района, в джурской свите по рекам Ангаре и Каменке; в изобилии встречаются в саткинской, бакальской и авзянской свитах Южного Урала, в свитах Альтин, Сайе и групее Миссула серии Белт Скалистых гор США.

Группа *Pitella* gr. nova[1]

Типичная форма группы. *Pitella lanceolata* gr. et forma nova, шунтарская свита Енисейского кряжа. Рифей.

Столбчатые строматолиты, имеющие вид сильно сплюснутых цилиндров. Периферические части элементарных наслоений многократно облекают боковую поверхность постройки, образуя стенку. Ветвление простое, происходит путем отпочкования от основной постройки такого же уплощенного столбика.

Поперечное сечение субромбоидальное, ланцетовидное; соотношение диаметров 1 : 5—1 : 6 и более. Ширина столбиков 0,5—2 *см*, длина 6—15 *см*, высота несколько десятков сантиметров. В пласте отстоят друг от друга на 1—2 *см* и менее. Столбики прямые или слабо искривленные; боковые поверхности гладкие, реже с мелкими бугорками. Микрослоистость нечеткая, с большой выпуклостью, напластование унаследованное.

Замечания. По сплюснутой форме столбиков пителлы легко отличаются от всех столбчатых строматолитов за исключением *Conophyton confertus* forma nova; на различии этих групп мы останавливались выше.

В вертикальных сечениях, перпендикулярных длинной оси, пителлы напоминают некоторых гимнозоленов, но резко отличаются от них в двух других сечениях через столбик.

Распространение и возраст. Енисейский кряж, р. Большой Пит, шунтарская свита. Рифей.

Pitella lanceolata gr. et forma nova[2]

(Табл. XII, *1—4*)

Голотип. Обр. № 3563/3, ГИН АН СССР, р. Большой Пит, шунтарская свита. Рифей.

Материал. Более 20 экземпляров из двух обнажений.

Диагноз. *Pitella* с неясной тонкополосчатой микрослоистостью.

Описание. Единственная пока известная форма группы *Pitella* gr. n.

Микрослоистость нечеткая, образуется за счет наличия среди общей тонкозернистой массы карбоната тонких более светлых микрослоев, имеющих вид маленьких полосок.

Светлые микрослои в осевой зоне столбика имеют толщину 0,1—0,5 *мм*, а к его периферии сильно утоняются или выклиниваются. Нередко они отчетливо выражены лишь на отдельных отрезках столбика, а на других плохо заметны. Друг от друга по вертикали они отстоят на 1,5—3 *мм* и более. Границы их микрофестончатые, обычно нечеткие.

Тонкозернистый карбонат, разделяющий светлые микрослои, в свою очередь, имеет нечеткую тонкую полосчатость за счет чередования более темных и более светлых слоев в сотые доли миллиметра. К периферии столбика и эти микрослои утоняются и многократно облекают боковую поверхность столбика, образуя стенку.

Напластование унаследованное. Выпуклость микрослоев в вертикальных сечениях, перпендикулярных длинной оси столбика, значительная — до одной и иногда более.

---

[1] Название дано по р. Большой Пит, на которой эта группа была впервые найдена.

[2] Lanceolata (лат.) — ланцетовидная.

Замечания. Микрослоистость *Pitella lanceolata* gr. et forma nova похожа на микрослоистость *Conophyton confertus* forma nova, но отличается от нее по ряду других признаков (см. выше).

Местонахождение и возраст. Река Большой Пит, шунтарская свита. Рифей.

Группа *Minjaria* Krylov

1939. *Collenia buriatica* var. grande. В. П. Маслов. Попытка возрастного определения немых толщ Урала с помощью строматолитов.— Пробл. палеонт., т. V, стр. 278, табл. I, фиг. *2, 4.*

1959. *Collenia buriatica.* И. Н. Крылов. О строматолитах Уральского рифея.— Докл. АН СССР, т. 126, № 3, стр. 1314, рис. 1, *и.*

1960. *Collenia buriatica.* И. Н. Крылов. О развитии столбчатых ветвящихся строматолитов в рифее Южного Урала.— Докл. АН СССР, т. 132, № 4, стр. 896, рис. 1, *в.*

1960. *Collenia buriatica* (in part). И. Н. Крылов. О значении строматолитов *Collenia buriatica* Maslov для стратиграфии позднедокембрийских отложений окраин Русской платформы.— Стратиграф. позднего докембрия и кембрия, стр. 133—134, табл. I, рис. 1, 2.

1960. *Collenia buriatica.* М. А. Семихатов. О вертикальном распределении строматолитов в рифейских отложениях Туруханского района.— Докл. АН СССР, т. 135, № 6, стр. 1481, рис. 2, *а;* рис. 3, *а, д,* рис. 4, *в, г.*

1960. *Collenia buriatica.* Б. М. Келлер и др. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхнего протерозоя).— Изв. АН СССР, серия геол., № 12, стр. 38, фиг. *1* (*1, 2*); фиг. *2* (*2*).

1962. *Minjaria Krylov.* И. Н. Крылов. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия.— Автореф. диссерт. на соиск. степени канд. геол.-мин. наук. М., стр. 12.

Типичная форма группы — *Minjaria uralica* Kryl. Миньярская свита Южного Урала. Рифей.

«Ровные субцилиндрические столбики с гладкой боковой поверхностью. Ветвление напоминает ветвление ствола дерева — столбик разветвляется на два, реже, на три новых столбика. Слои, приближаясь к краю столбика, утоняются, подгибаются книзу и плотно облекают боковую поверхность столбика. Козырьков или карнизов нет» (И. Н. Крылов) или в виде редкого исключения наблюдаются козырьки.

Облекание боковой поверхности столбика краевыми частями микрослоев (стенка) присутствует на всей или почти на всей поверхности столбика.

Ветвление наблюдается относительно редко и происходит путем деления столбика на два (реже на три) дочерних столбика несколько меньшего диаметра. Диаметр в пределах одного столбика хорошо выдержан по вертикали, в результате чего столбики имеют довольно правильную субцилиндрическую форму.

Поперечное сечение округлое, овальное, субангулярное. Ширина его 3—7 *см* (изредка и более); высота отдельных столбиков измеряется десятками сантиметров, в редких случаях 2—3 *м.*

Боковая поверхность столбиков обычно гладкая, реже мелкобугристая. Мелкие козырьки и переходные мостики присутствуют как редкое исключение.

Микрослоистость в различной степени округло-выпуклая. Микрослои в периферической части столбика обычно тоньше, чем в центральной, причем в облекании боковой поверхности могут участвовать микрослои не всех типов, присутствующих в столбике.

Замечания. По наличию дихотомического ветвления столбиков *Minjaria* близка к группе *Baicalia* Krylov, но резко отличается от нее по общей субцилиндрической форме, отсутствию пережимов и раздувов на столбике и наличию стенки. Последний признак отличает *Minjaria* Krylov и от цилиндрических конофитонов. От группы *Gimnosolen*

Steinm, также обладающей стенкой, отличается простотой ветвления, отсутствием кубковидных или расширяющихся и сужающихся столбиков.

По ровной субцилиндрической форме и наличию стенки в отдельных сечениях *Minjaria* Krylov чрезвычайно похожа на *Boxonia* Kor., описанную И. К. Королюк (1960) из боксонской свиты р. Боксон (Восточный Саян). Отличаются эти группы типом ветвления: у *Boxonia* Kor. ветвление происходит путем простого распадения одного столбика на 2—3 дочерних, которые постепенно приобретают прежний диаметр, а затем вновь распадаются на 2—3 новых столбика.

Строматолиты *Minjaria* Krylov определялись ранее как *Colienia buriatica* Masl. (Крылов, 1959$_{1-2}$, 1960$_1$; Келлер и др., 1960; Семихатов, 1960$_3$). Но ознакомление с топотипом формы *C. buriatica* из карагасской свиты р. Бирюсы (сборы автора, 1961 г.) показало, что эти формы имеют между собою очень мало общего. *Collenia buriatica* Masl. имеет неровные столбики, облекание боковой поверхности (стенка) у нее отсутствует, очень широко развиты козырьки, ветвление своеобразно. Поэтому от сопоставления этих строматолитов нужно отказаться.

Распространение и возраст. Туруханский район — свиты шорихинская, туруханская, речкинская, дурномысская; Енисейский кряж — свита Серого ключа, дадыктинская, нижнеангарская; Южный Урал — миньярская свита; Тиман — быстринская свита; о-в Кильдин — кильдинская серия.

Minjaria uralica Krylov

(Табл. XIII, *1—6*; табл. XIV, *1, 4*)

1962. *Minjaria uralica*. И. Н. Крылов. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия.— Автореф. дисс. на соиск. степени канд. геол.-мин. наук. М., стр. 14

Материал. Большое количество экземпляров из 12 обнажений.

Диагноз. Редко ветвящиеся *Minjaria* с большой выпуклостью арок и перистой микрослоистостью.

Описание. Столбики шириной 3—6 *см* отличаются правильной субцилиндрической формой. Высота отдельных столбиков измеряется десятками сантиметров до 1—1,5 *м*. Столбики вытянуты вверху, иногда слабо изогнуты. Поперечное сечение округлое или субанулярное.

Стенка развита повсеместно, хорошо выражена. Ветвление наблюдается редко, происходит путем дихотомического деления столбика на два новых сравнительно быстро приобретающих прежний диаметр (табл. XIII *5;* XIV, *3*). Боковые поверхности гладкие или с мелкими бугорками и морщинами. У отдельных экземпляров наблюдаются редкие козырьки и соединительные мостики

Микрослоистость четкая, образована чередованием микрослоев трех типов.

1. Микрослои относительно более темного пелитоморфного или очень тонкозернистого карбоната, толщина которых может меняться от 0,1—0,2 до 0,5—0.6 *мм*; иногда они выклиниваются или имеют четковидные утолщения. Микрослои обычно пологоволнисты, в целом описывают крутые дуги. Границы их с микрослоями второго типа нечеткие, неровные, с микрослоями третьего типа — резкие, фестончатые.

2. Микрослои более светлого тонкозернистого карбоната, которые выполняют промежутки между микростолбиками первого типа и как бы цементируют их. Толщина данных микрослоев колеблется в широких пределах (от долей миллиметра до 1—3 *мм*), в целом сокращаясь к периферии столбиков, где они иногда выклиниваются; форма раз-

лична и зависит от взаимного расположения описанных выше микрослоев. В целом картина сочетания микрослоев первого и второго типа напоминает перистые облака на светлом небе.

3. Местами присутствуют резко очерченные микрослои 0,1—1,0 *мм* и, реже, почти изометричные участки прозрачного мелкозернистого кальцита. Количество этих микрослоев от места к месту сильно меняется, присутствуют они только в центральной части столбика.

В некоторых столбиках, кроме того, наблюдаются микрослои 0,5—0,75 *мм* темного пелитоморфного карбоната, обнаруживающие комковатую структуру (табл. XIII, фиг. *5*).

В периферической части столбиков микрослои первых двух типов резко подгибаются вниз, сильно утоняются и облекают боковую поверхность столбика, образуя многослойную стенку. Наслоение хорошо унаследованное. Выпуклость микрослоев значительная. Форма арок довольно правильная, куполовидная.

Замечания. Микрослоистость *Minjaria uralica* Kryl. из шорихинской свиты Туруханского района, свиты Серого ключа и дадыктинской Енисейского кряжа не отличается от микрослоистости голотипа из миньярской свиты Южного Урала (коллекция И. Н. Крылова). По типу чередования микрослоев она несколько похожа на микрослоистость *Minjaria procera* forma nova, но у последней формы в более темных микрослоях обычно видны мелкие сгустки, а в образовании стенки принимают участие микрослои только одного типа.

Местонахождение и возраст. В массовом количестве содержатся в шорихинской свите по р. Нижней Тунгуске; реже встречаются в свите Серого ключа по рекам Ангаре и Большой Пит и в дадыктинской свите р. Каменки. Широко распространены в миньярской свите Южного Урала. Рифей.

Minjaria nimbifera forma nova

(Табл. XIV, *5*; табл. XV, *1—6*; табл. XVI, *1*, *2*)

Голотип. Обр. № 3563/9 ГИН АН СССР, Туруханская свита р. Нижняя Тунгуска. Рифей. Табл. XV, рис. 1, 4.

Материал. 44 экземпляра из шести обнажений.

Диагноз. *Minjaria* с прерывистой стенкой и прерывистой сгустково-полосчатой микрослоистостью.

Описание. Столбики шириной от 2—4 до 7—10 *см* слабо искривляющиеся. Высота их измеряется десятками сантиметров, иногда достигает 1—1,5 *м*. Поперечное сечение округлое, реже неправильное. На фоне общей субцилиндрической формы на столбиках наблюдаются вздутия и бугры и более редкие пережимы. Стенка на большей части постройки хорошо выражена, но иногда (особенно в местах пережимов) прерывается.

Ветвление наблюдается не на каждом экземпляре. Столбики обычно делятся на два, реже, на три столбика несколько меньшего диаметра, чем первоначальный. Иногда на основном столбике наблюдаются неправильные бугры и наросты. Боковая поверхность в большинстве случаев гладкая; редко развиваются небольшие козырьки и соединительные мостики. Микрослоистость не всегда четкая, обусловлена чередованием микрослоев двух типов:

1. Неправильно волнистые, обычно превращающиеся микрослои пелитоморфного карбоната толщиной 0,2—0,5 *мм* и с отдельными четковидными утолщениями. Если порода ожелезнена, то данные микрослои ожелезнены слабее микрослоев второго типа. Микрослои иногда рас-

[1] Nimbifera (лат.) — несущий бугор.

щепляются. Концы их могут быть загнуты. Нижняя и верхняя их границы четкие, но неровные, иногда подчеркнутые тонкой (0,01—0,02 *мм*) оторочкой прозрачного тонкозернистого карбоната. Местами описываемые микрослои распадаются на серию округлых сгустков со светлой оторочкой или содержат то или иное включение таких сгустков.

2. Микрослои тонкозернистого карбоната, форма и толщина которых зависит от взаимного расположения микрослоев первого типа. В них в том или ином (обычно значительном) количестве в осевой зоне столбика присутствуют округлые и «амебовидные» сгустки размером от 0,1 до 0,8—1,0 *мм*. Центральная их часть сложена более темным тонкозернистым карбонатом, а оболочка — прозрачным мелкозернистым.

Микрослои описываемого типа и периферии столбиков резко утоняются или выклиниваются так, что в образовании стенки принимают участие главным образом микрослои первого типа.

Наслоение унаследованное, выпуклость арок небольшая (обычно не выше 0,4), форма арок выпуклая или уплощенно-выпуклая.

Замечания. По наличию пологоволнистых прерывающихся микрослоев пелитоморфного карбоната среди более мелкозернистой массы *Minjaria nimbifera* forma nova напоминает *M. uralica* Kryl., но резко отличается от нее по четким границам этих микрослоев, наличию на них светлой каймы и по присутствию отороченных жевлачков. Последние на первый взгляд сближают микрослоистость *M. nimbifera* forma nova и *Conophyton lituus* Masl., но остальные признаки микрослоистости очень резко разделяют эти формы.

Образование стенки лишь одним типом микрослоев сближает *M. nimbifera* forma nova с *M. procera* forma nova, но по строению микрослоистости и выпуклости арок эти формы легко отличаются друг от друга.

Местонахождение и возраст. Река Нижняя Тунгуска, туруханская свита; р. Каменка, нижнеангарская и дадыктинская свиты; р. Большой Пит, свита Серого ключа.

Minjaria procera forma nova[1]

(Табл. XVI, *3—6*)

Голотип. Обр. 3563/10 ГИН АН СССР, дурномысская свита, р. Нижняя Тунгуска. Рифей. Табл. XVI, рис. 2—4.

Материал. 11 экземпляров из двух обнажений.

Диагноз. *Minjaria* со сгустково-перистой микрослоистостью.

Описание. Столбики шириной 3—5 *см*, почти или совершенно прямые, стройные, правильной субцилиндрической формы. Высота отдельных столбиков превышает 20—40 *см*; высота всей постройки измеряется метрами.

Поперечное сечение округлое, эллиптическое, его диаметр хорошо выдерживается в пределах одного столбика.

Стенка хорошо выражена (табл. XVI, *3*), присутствует почти повсеместно, но на отдельных небольших участках может прерываться, затем быстро восстанавливаться.

Ветвление наблюдается часто, происходит путем дихотомического деления столбика на дочерние несколько меньшего диаметра. В основании отделяющегося столбика на основном столбике наблюдается некоторое утолщение.

Боковые поверхности столбиков гладкие, мелкие козырьки наблюдаются в виде исключения.

Микрослоистость четкая, обусловленная чередованием микрослоев трех типов.

---

[1] Procera (лат.) — стройная.

1. Относительно темные микрослои пелитоморфного или очень тонкозернистого карбоната. Контуры их нечеткие, очертания как бы размытые. В них обычно устанавливается мелкосгустковая текстура. Толщина микрослоев в центральной части столбика 0,2—1,0 *м*; к периферии сокращается до 0,1—0,5 *мм*. Не все микрослои проходят от края до края столбика; некоторые распадаются на отдельные скопления сгустков, но именно эти микрослои облекают боковую поверхность столбика, образуя стенку (табл. XVI, *4*). Форма микрослоев выпуклая, полулунная, нередко с мелкой пологой волнистостью. Границы (особенно верхние) микрослоев неровные нечеткие.

Сгустки, развитые в данных микрослоях, состоят из темного пелитоморфного карбоната (табл. XVI, *5*); размер их 0,05—0,2 *мм*, форма округлая или палочковидная, контуры их не всегда четкие.

2. Микрослои тонкозернистого светлого карбоната, не обнаруживающие каких-либо деталей строения. Толщина 0,5—2,0 *мм*, форма различна и зависит от взаимного расположения микрослоев первого типа. Иногда среди наиболее мощных из них наблюдаются редкие сгустки, аналогичные описанным выше. Рассматриваемые микрослои присутствуют лишь в центральной части столбика, к его периферии выклиниваются или резко уменьшаются в толщине, и в образовании стенки совсем или почти совсем не участвуют.

3. В некоторых экземплярах присутствуют микрослои в 0,2—0,5 *мм* прозрачного мелкозернистого карбоната, обычно подстилающие микрослои первого типа.

Наслоение унаследованное, облекание очень глубокое. Арки куполовидные, выпуклость обычно 0,3—0,7.

Замечания. На сравнении *Minjaria procera* forma nova с другими миньяриями мы уже останавливались. По сгустковой текстуре части микрослоев *M. procera* forma nova похожа на *Gymnosolen confragosus* forma nova, но хорошо отличается от него по другим чертам микрослоистости (см. ниже).

Местонахождение и возраст. Река Нижняя Тунгуска, рачкинская и дурномысская свиты. Рифей.

Группа *Gymnosolen* Steinmann, 1911

1911. *Gymnosolen.* Steinmann. Über Gymnosolen ramsayi, eine Coelenterata von der Halbinsel Kanin. Fennia, т. 31, № 4, S. 18—23, Taf. III, fig. 1—3.

1922. *Gymnosolen.* П. В. Виттенбург и Н. Н. Яковлев. К вопросу о возрасте пород острова Кильдина на западном Мурмане.— Изв. Росс. АН, серия 6, **16**, № 1—18, стр. 359—368, рис. 1—3.

1959. *Collenia buriatica* (in part). И. Н. Крылов. Рифейские строматолиты острова Кильдина.— Докл. АН СССР, т. 127, № 4, стр. 890—891; рис. 1, *а, в*; 2, *а, б*.

1960. *Gymnosolen.* (in part) М. Е. Раабен. О стратиграфическом положении слоев с *Gymnosolen.*— Стратиграф. позднего докембрия и кембрия, стр. 125—129, табл. 1, рис. 1, 2, 3.

1960. *Gymnosolen.* И. Н. Крылов. О развитии столбчатых ветвящихся строматолитов в рифее Южного Урала.— Докл. АН СССР, т. 132, № 4, стр. 896—898, рис. 1, *г*.

1960. *Collenia (= Cymnosolen) ramsayi.* Б. М. Келлер и др. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхнего протерозоя).— Изв. АН СССР, серия геол., № 12, стр. 38, рис. 1 (*3, 5, 6*), рис. 2 (*3*).

1960. *Collenia ramsayi* Steinm. (in part). М. А. Семихатов. О вертикальном распределении столбчатых строматолитов в рифее Туруханского района.— Докл. АН СССР, т. 135, № 6, стр. 1481—1482, рис. 2, *б*; 3, *б*; 4, *д*.

Типичная форма группы. *Gymnosolen ramsayi* Steinm., доломитовая свита п-ова Канина (аналог верхней части каратавской серии). Рифей.

Столбчатые сложно ветвящиеся строматолиты, у которых столбики изогнуты и имеют непостоянный диаметр, с раздувами и пережимами.

Периферические части элементарных наслоений многократно облекают боковую поверхность постройки, образуя стенку.

Ветвление сложное, частое, нередко несколько дочерних (обычно искривленных) столбиков, расходятся из одной точки.

Поперечное сечение округлое, реже субангулярное; его диаметр изменяется в пределах одного столбика, так что последние имеют раздувы и пережимы. Ширина столбиков меняется от 1,5—2 до 5—7 *см*, колебания ширины в пределах одного столбика менее значительные. Высота столбиков сильно изменчива.

Боковые поверхности столбиков, как правило, гладкие, но иногда имеются редкие мелкие козырьки и, как исключение, соединительные мостики.

Микрослои округло-выпуклые, несколько более толстые в центральной части столбика, чем в периферической. Наслоение унаследованное.

Замечания. Сложность ветвления сближает *Gymnosolen* Steinm. с *Tungussia* gr. nova, но у первого нет горизонтальных побегов, обильных у второй. Резко различает названные формы и наличие стенки у *Cymnosolen* Steinm. По тому же признаку последний отличен от *Baicalia* Kryl., хотя форма столбиков у этих групп может быть похожей.

От *Minjaria* Kryl., также обладающей стенкой, *Gymnosolen* Steinm. отличается сложностью ветвления и наличием искривленных, расширяющихся и сужающихся столбиков, но в некоторых случаях (особенно если имеется лишь небольшой отрезок столбика) отнесение данного экземпляра по внешней форме к той или иной группе несколько условно.

Распространение и возраст. Туруханский район, шорихинская свита; Енисейский кряж, свиты Серого ключа, дадыктинская и дашкинская; Охотский массив, верхние горизонты рифея; Южный Урал, симская свита каратавской серии; Тиман, быстринская свита; п-ов Канин, доломитовая свита. Рифей.

Cymnosolen confragosus forma nova[1]

(Табл. XVII, *1*—*7*; табл. XVIII, *1*)

Голотип. Обр. № 3563/11 ГИН АН СССР, р. Нижняя Тунгуска, шорихинская свита Рифей. Табл. XVII, рис. 2—4.

Материал. Более 25 экземпляров из семи обнажений.

Диагноз. *Gymnosolen* с прерывистой стенкой и сгустково-слоистой микрослоистостью.

Описание. Столбики шириной 0,5—3 *см*, с плавными раздувами и сужениями, иногда конусовидные. Высота отдельных столбиков 5—15 *см*, всей постройки — до метра и более. Столбики несколько изгибаются. Ветвление сложное, нередко несколько столбиков расходятся из одной точки, так что постройки имеют кустообразную форму. В виде исключения ветвление дихотомическое, рогулькой. Стенка хорошо выражена и присутствует почти на всей постройке, но иногда на коротком интервале прерывается.

Боковые поверхности обычно гладкие, иногда с редкими мелкими козырьками и, как исключение, с соединительными мостиками.

Микрослоистость четкая, образована чередованием четко обособленных более светлых и более темных микрослоев. Относительно более темные микрослои состоят из тонкозернистого карбоната, имеют толщину в 0,2—0,5 *мм* (иногда до 1,0—2,2 *мм*) и, как правило, прослеживаются через весь столбик, несколько утоньшаясь к его периферии.

[1] Confragosus (лат.) — бугристый, неровный.

реже расщепляются или прерываются. В них в центральной части столбика обычно заключено то или иное количество мелких (0,05—0,15 *мм*) округлых и неправильных сгустков, которые то рассеяны в микрослое, то собираются в скопления прихотливой формы. Верхняя граница микрослоев четкая, но обычно несколько неровная, нижняя более постепенная.

Более светлые микрослои состоят из очень мелкозернистого карбоната. В центральной части столбика их толщина 0,1—0,5 *мм*, к его периферии они утоняются, иногда выклиниваются и как бы растворяются в более темных микрослоях, которые здесь сами делаются светлее. В светлых микрослоях нередко также присутствуют сгустки, но количество их здесь меньше.

В осевой зоне столбика иногда в том или ином количестве присутствуют микрослои мелкозернистого прозрачного карбоната. Толщина их 0,1 до 1—1,5 *мм;* они обычно образуют слабовыпуклые и уплощенно-выпуклые дуги, но иногда расщепляются или приобретают неправильную форму. Границы их с микрослоями, описанными выше, резкие, неровные, мелкофестончатые. Рассматриваемые микрослои к краю столбика выклиниваются, так что стенку слагают только микрослои тонкозернистого карбоната (главным образом темные).

Напластование унаследованное. Выпуклость арок 0,3—0,6; облекание глубокое.

Замечания. *Gymnosolen confragosus* forma nova, равно как и другие описываемые ниже гимнозолены, отличаются от типичной формы группы *G. ramsayi* Steinm. менее правильной формой и в ряде случаев тонкостью столбиков, а также (наиболее четко) типом микрослоистости.

Микрослоистость *G. confragosus* forma nova в тех случаях, когда не видны сгустки в более темных микрослоях, а сами слои прерывисты, может напоминать микрослоистость *Minjaria uralica* Kryl. Но у *G. confragosus* forma nova более темные и более светлые микрослои обладают примерно одинаковой зернистостью, а в сложении стенки участвуют лишь первые из них. Резко различает названные формы и обычно обилие сгустков у *G. confragosus* forma nova.

От *Minjaria procera* forma nova у которой также наблюдаются сгустки, а в образовании стенки принимают участие микрослои только одного типа, *G. confragosus* forma nova отличается четкостью контуров темных микрослоев даже в том случае, если сгустки в них отсутствуют или крайне редки, ясностью очертаний самих сгустков, довольно частым их нахождением и в светлых микрослоях, а также бо́льшей правильностью и меньшей толщиной светлых микрослоев. Очень резко различаются сравниваемые формы и по групповым признакам — типу ветвления и характеру постройки.

По типу микрослоистости *G. confragosus* forma nova хорошо отличается от других описываемых ниже гимнозоленов.

Местонахождение и возраст. Река Нижняя Тунгуска; шорихинская свита; р. Каменка, р. Удерей; дашкинская свита; р. Ангара ниже дер. Каменки; свита Серого ключа. Рифей.

Cymnosolen altus forma nova [1]

(Табл. XVIII, *2—4*)

Голотип. Обр. № 3563/12 ГИН АН СССР, р. Большой Пит, свита Серого ключа. Рифей. Табл. XVII фиг. *2—4*).

Материал. Большое количество образцов из трех обнажений.

[1] Altus (лат.) — высокий, протяженный.

Диагноз. Мелкие высокие *Gymnosolen* с полосовидной микрослоистостью.

Описание. Столбики шириной 0,5—2 *см* с плавными раздувами и сужениями, длинные, высокие (15—20 *см*), тонкие, вытянутые вверх. Нередко имеют короткие пальцевидные отростки, направленные вверх.

Ветвление частое, на 2—3 новых столбика, расходящихся из одной точки. В пласте столбики расположены тесно и нередко переплетаются. Облекание боковой поверхности (стенка) хорошо выражено, развито почти повсеместно. Боковые поверхности столбиков без козырьков, гладкие, местами с мелкой продольной ребристостью.

Микрослоистость четкая, образована ровными полосовидными микрослоями темного очень тонкозернистого карбоната и светлого тонкозернистого карбоната.

Темные микрослои в осевой части столбика имеют толщину 0,4—1,0 *мм*; к его краям резко утоняются или выклиниваются; в осевой части иногда расщепляются.

Светлые микрослои в сложении столбика играют подчиненную роль. Толщина их изменяется от 0,5—0,4 *мм* до тончайших полосочек, разделяющих два темных микрослоя. Но, несмотря на это, светлые микрослои прослеживаются через весь столбик, по его периферии облекают друг друга и образуют стенку. Лишь иногда здесь наблюдаются очень неясные, более темные линзы или полосы, очевидно, отвечающие темным микрослоям. Границы микрослоев четкие, несколько неровные.

Наслоение в общем унаследованное, выпуклость микрослоев обычно составляет около 0,4, но может меняться в одном столбике в довольно широких пределах.

Замечания. При наличии сложного кустовидного ветвления мелкие *G. confragosus* forma nova по внешней форме похожи на *G. altus* forma nova, но по типу микрослоистости названные формы различаются очень сильно.

Местонахождение и возраст. Река Большой Пит (нижнее течение), свита Серого ключа. Рифей.

АНАЛИЗ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТРОМАТОЛИТОВ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Приведенные данные показывают, что в рифейских отложениях Туруханского района и Енисейского кряжа происходит ясная вертикальная смена комплексов строматолитов.

В Туруханском районе (Семихатов, 1960$_3$) в нижней части разреза (свиты сухотунгусинская, деревнинская и буровой) в большом количестве содержатся строматолиты группы *Baicalia* Kryl., которым в деревнинской свите сопутствуют массовые *Conophyton* Masl. В вышележащей части Туруханского разреза (от шорихинской свиты до дурномысской включительно) комплекс строматолитов существенно иной. Основную роль в нем играют стеночные строматолиты — *Minjaria* Kryl., а в шорихинской свите и *Gymnosolen* Steinm. Кроме того, здесь же встречаются и бесстеночные строматолиты — *Turuchania* gr. n. (в туруханской и дурномысской свитах). Группа *Baicalia* Kryl, не характерна для рассматриваемой части разреза и встречается в небольшом количестве лишь в нижней части шорихинской свиты (табл. 7).

Помимо названных групп, в рифейских отложениях туруханского района в небольшом количестве встречается группа *Tungussia* gr. n., имеющая широкое вертикальное распространение. Она известна в сухотунгусинской, туруханской и речкинской свитах.

Отдельные формы внутри названных групп обычно приурочены к одной или двум свитам, а вверх по разрезу сменяются другими формами

Таблица 7

Вертикальное распространение строматолитов в рифейских отложениях Туруханского района и Енисейского кряжа

Группы строматолитов		*Baicalia* Kryl.						*Conophyton* Masl.				*Yurachania* gr. n.	*Tungussia* gr. n.		*Minjaria* Kryl			*Gymnosolen* Steinm.		*Pitella* gr. n.
Туруханский район	*Енисейский кряж*	*B. prima* f. n.	*B. lacera* f. n.	*B. rara* f. n.	*B. inca* f. n.	*B. ampla* f. n.	*B. f. indet.*	*C. cylindricus* Masl.	*C. lituus* Masl.	*C. confertus* f. n.	*Collenia frequens* Walc.	*Yur. arborea* f. n.	*Tung. nodosa* f. n.	*Tung. congrua* f. n.	*M. uralica* Kryl.	*M. timbirera* f. n.	*M. procera* f. n.	*G. compressus* f. n.	*G. altus* f. n.	*P. lanceolata* f. n.
Дурномысская	*Дашкинская*																			
Речкинская																				
Туруханская	*Нижне-Ангарская*																			
Мироедихинская																				
Шарыжинская	*Дадыктинская*																			
	Серого ключа																			
Буровой	*Шунтарская*																			
Деревнинская	*Джурская*																			
Сухотунгусинская	*Красногорская*																			
	Аладьинская																			
Линок	*Карточки*																			

той же группы. Исключение составляет лишь *Tungussia nodosa* f. n., проходящая ряд свит (табл. 7).

Сходная вертикальная смена строматолитовых комплексов наблюдается и в рифейских отложениях Енисейского кряжа. В нижней части разреза строматолиты здесь не известны и встречаются лишь со свиты карточки, то есть примерно с того же уровня, что и в Туруханском районе.

В низах охарактеризованной строматолитами части разреза на Енисейском кряже (свиты карточки и джурская) встречаются представители группы *Baicalia* Kryl., которым сопутствуют формы группы *Conophyton* Masl., особенно обильные в джурской свите.

В шунтарской свите строматолиты встречаются лишь спорадически — группа *Pitella* gr. nova., известная пока что только из этой свиты. В более высоких горизонтах рифея Енисейского кряжа, как и в Туруханском районе, комплекс строматолитов резко меняется. В нем господствуют представители групп *Minjaria* Kryl. и *Gymnosolen* Steinm. Группа *Baicalia* Kryl, встречается лишь в низах этой части разреза — в свите Серого ключа, а типичные конофитоны отсутствуют вовсе. Лишь в свите Серого ключа по р. Каменке Г. И. Кириченко указывает одиночные, очень высокие и тонкие строматолиты, описанные им как *Conophyton baculus* Kirich.

В нашем материале таких форм нет; они резко отличаются от описанных выше конофитонов как по залеганию в пласте (одиночные формы), так и по строению столбика (бугристая боковая поверхность, тип микрослоистости).

Кроме названных групп, в рифейских отложениях Енисейского кряжа содержится группа *Tungussia* gr. nova, которая известна в джур-

ской, Серого ключа и дадыктинской свитах, то есть сопутствует обоим строматолитовым комплексам.

Частные формы внутри перечисленных групп на Енисейском кряже как и в Туруханском районе, встречаются в одной, двух, реже, в трех или нескольких свитах.

В нижнекембрийских отложениях Енисейского кряжа и Туруханского района столбчатые строматолиты практически отсутствуют, но на ряде уровней встречаются пластовые строматолиты групп *Stratifera* Kor. и *Irregularia* Kor. Они известны в доломитовых пачках чивидинской и немчанской свит рек Теи и Чапы, в климинской агалевской, лебяжинской и костинской свитах ряда районов.

Обе эти группы в целом имеют очень широкое вертикальное распространение и встречаются от низких горизонтов рифея до кембрия и выше. Формы же внутри этих групп, как правильно подчеркивает И. К. Королюк (1960[1]), в настоящее время с уверенностью выделить нельзя, так как при общей их значительной изменчивости наблюдается масса промежуточных образований между разными формами, а четкие повторяющиеся диагностические признаки последних отсутствуют.

Кроме того, в нижнекембрийских отложениях Туруханского района (платоновская свита) встречаются желваковые строматолиты группы *Paniscollenia* Kor., известные и из свиты буровой р. Сухой Тунгуски (Королюк, 1960[2]).

Рассмотрение столбчатых строматолитов рифейских отложений Енисейского кряжа и Туруханского района показывает, что большинство их групп встречается и в том и в другом районе. Это *Baicalia* Kryl., *Conophyton* Masl., *Tungussia* gr. nova, *Minjaria* Kryl., *Gymnasolen* Steinm., причем именно эти группы господствуют в составе строматолитовых комплексов обоих районов. В то же время, в каждом из них имеются и свои специфичные группы — это *Pitella* gr nova на Енисейском кряже и *Turuchania* gr. nova — в Туруханском районе. На площади оба рассматриваемых комплекса, как мы видели в главе «Стратиграфия», в пределах обоих районов хорошо выдержаны.

Приведенные выше данные показывают, что состав и последовательность этих комплексов совпадают в рифейских отложениях Туруханского района и Енисейского кряжа. Это лишний раз подчеркивает ошибочность представлений некоторых геологов о том, что туруханский разрез надстраивает разрез Енисейского кряжа. Более того, смена одного комплекса другими в сравниваемых регионах происходит на одном и том же уровне — группы *Minjaria* Kryl. и *Gymnosolen* Steinm.— появляются в основании шорихинской свиты Туруханского района и в основании свиты Серого ключа Енисейского кряжа, которая отвечает нижней части шорихинской свиты (фиг. 11 и табл. 7). Точно так же типичные конофитоны не поднимаются выше джурской и соответствующей ей деревнинской свиты, в байкалии неизвестны выше нижней части шорихинской свиты и свиты Серого ключа. Другими словами, названные группы страматолитов в сравниваемых районах, которые удалены друг от друга более чем на 800 *км*, имеют одинаковое вертикальное распространение. Весьма существенно при этом, что как в пределах одного какого-нибудь района, так и в обоих из них, одни и те же группы строматолитов приурочены к различным породам — к светлым массивным доломитам, почти лишенным терригенной примеси, к слоистым песчанистым известнякам и к ожелезненным доломитам или известнякам и т. д.

Что же касается распределения форм внутри рассмотренных групп, то и они в ряде случаев оказываются общими для Туруханского района и Енисейского кряжа (см. табл. 7). Так, из двух форм группы *Gymnosolen* Steinm. и там и здесь встречаются одна, из трех форм группы

Manjaria Kryl.— две. Точно так же *C. cylindricus* Masl. и *Collenia frequens* Walc. в массовом количестве встречаются и в деревнинской и в джурской свите, что лишний раз подчеркивает общность строматолитовой характеристики этих свит. Лишь в группе *Baicalia* Masl. в сравниваемых разрезах пока что не обнаружено общих форм.

Важно подчеркнуть, что общие формы в рифейских отложениях того и другого района, как и общие группы, встречаются и в известняках, и в доломитах, и в их разностях, и в общем широко распространены на площади (см. гл. II).

Вертикальное распространение общих форм в Туруханском районе и на Енисейском кряже в ряде случаев оказывается одинаковым (*Conophyton cylindricus* Masl., *Collenia frequens* Walc., *Minjaria uralica* Kryl., но обычно несколько отличается (см. табл. 7). Из всего сказанного можно сделать вывод, что формы строматолитов при настоящей стадии изученности могут употребляться для стратиграфических построений лишь в пределах сравнительно небольших регионов, в то время как групповые комплексы строматолитов в рифейских отложениях Туруханского района и Енисейского кряжа являются устойчивыми сообществами и могут употребляться для расчленения разрезов и сопоставления их между собой на значительных расстояниях.

Еще более интересные выводы получаются, если сравнить вертикальную смену строматолитовых комплексов в описанных разрезах, с одной стороны, и в рифейских разрезах Южного Урала и Учуро-Майского района,— с другой.

В стратотипическом разрезе Южного Урала, по данным И. Н. Крылова (1959, 1960$_2$; Келлер и др., 1960), выделяются три строматолитовых комплекса. Нижний из них, характерный для бурзянской серии (саткинская и бакальская свиты), содержит группы *Conophyton* Masl. и *Kussiella* Kryl., которым сопутствуют группы *Stratifera* Kor., *Collenia symmetrica* Walc. и *Coll. columnaris* Fent a. Fent.

Второй строматолитовый комплекс наиболее типично представлен в авзянской свите юрматинской серии. Характерными его представителями являются группы *Baicalica* Kryl. и *Conophyton* Masl. Эти группы сопровождаются пластовыми строматолитами *Stratifera* Kor. и желваковыми, группы *Collenia columnaris* Fent a. Fent. Строматолиты нижней части каратавской серии (низов катавской свиты) скорее тяготеют ко второму комплексу — это группа *Inseria* Kryl. Наконец, третий строматолитовый комплекс заключен в верхней части каратавской серии (симская или подынзерская и миньярская свиты). Для него наиболее типичны группа *Gymnosolen* Steinm. и *Minjaria uralica* Kryl. Эти строматолиты в симской свите сопровождаются группой *Katavia* Kryl. и *Jurusania* Kryl., а в миньярской — и *Pseudokussiella* Kryl.

Очень близкие три строматолитовых комплекса, по данным С. В. Нужнова (1960, Келлер и др., 1960), выделяются и в рифейских отложениях Учуро-Майского района и Охотского массива. В Учурской серии (в гонамской и омахтинской свитах) присутствует группа *Kussiella* Kryl., которая сопровождается пластовыми строматолитами, а в омахтинской свите и *Conophyton* Masl. В майской серии (эннинской, ципандинской и лохандинской свитах) в большом количестве присутствуют группы *Baicalia* Kryl. и пластовые строматолиты. В эннинской свите им сопутствует *Kussiella* Kryl., а в лохандинской — массовые *Conophyton* Masl. (в том числе *C. lituus* Masl.) и *Collenia frequens* Walc. Наконец, в более молодых толщах Охотского массива содержатся строматолиты группы *Gymnosolen* Steinm.

Сравнив строматолиты рифейских отложений Южного Урала, Туруханского района, Енисейского кряжа и Учуро-Майского района, легко видеть, что целый ряд групп встречается во всех четырех регионах, хотя

Схема сопоставления разрезов рифейских отложений Енисейского кряжа, Туруханского района, южного Урала и Учуро-Майского района Таблица 8
(по Келлеру, Казакову, Крылову, Нужнову, Семихатову, 1960, с изменениями)

Подгруппа	Система	Строматолитовый комплекс	Южный Урал, Башкирский антиклинорий		Абсолютный возраст, млн. лет	Енисейский кряж		Абсолютный возраст, млн. лет	Туруханский район	Абсолютный возраст, млн. лет	Учуро-Майский район		Абсолютный возраст, млн. лет
Нижний палеозой	Кембрийская			*Ашинская свита*	570		*Алешинская свита* *Ковальская свита*		*Платоновская свита*			*Юдомская свита*	650**
Верхний рифей		III	Каратавская серия	Миньярская свита	618 750	Ослянская	Дашкинская свита Нижнеангарская свита		Дурномысская свита Речкинская свита Туруханская свита *Мироедихинская свита*		Уйская серия	*Устькирбинская свита*	
				Инзерская свита Симская свита	880—920	Тунгусикская	Дадыктинская свита Свита Серого ключа		Шорихинская свита			*Кандыкская свита*	
Средний рифей		II	Юрматинская	Катавская свита *Зильмердакская свита*		Тунгусикская	Шунтарская свита Джурская свита *Красногорская свита*		Свита буровой Деревнинская свита Сухотунгусинская свита	925	Майская серия	Лохандинская свита Ципандинская свита	
				Авзянская свита	1260	Сухопитская	*Аладьинская свита* Свита карточки *Погорюйская свита* *Удерейская свита* *Горбилокская свита*	1140	*Свита линок* *Безыменская свита*			Малгинская свита *Омнинская свита* Эннинская свита	1195
Нижний рифей		I	Бурзянская	Бакальская свита		Тейская серия	*Пенченгинская свита*				Учурская серия	Омахтинская свита	1398
				Саткинская свита *Айская свита*	>1400*		*Свита хребта Карпинского*					Гонамская свита	1500

Примечание. Прямым шрифтов показаны свиты, охарактеризованные строматолитами, курсивом—свиты без строматолитов. Звездочкой отмечена цифра абсолютного возраста Бердяушского гранита, прорывающего саткинскую свиту. Двумя звездочками отмечена цифра абсолютного возраста интрузивных пород, прорывающих уйскую серию и перекрывающихся с размывом юдомской свитой.

имеются и группы, свойственные лишь какому-нибудь одному из них. Эти общие группы строматолитов закономерно сменяют друг друга в разрезах, и в настоящее время можно говорить о выделении в рифейских отложениях Урала и Сибири трех последовательно сменяющихся комплексов строматолитов. Для нижнего комплекса характерны *Kussiella* Kryl. и *Conophyton* Masl., для среднего — *Baicalisa* Kryl. и *Conophyton* Masl., а для верхнего — *Minjaria* Kryl. и *Gymnosolen* Steinm. Из этих комплексов на Урале развиты все три, в Учуро-Майском районе — нижние два, а на Енисейском кряже и в Туруханском районе — верхние два (Келлер, Казаков, Крылов, Нужнов, Семихатов, 1960).

Смену названных комплексов строматолитовых построек, состав, последовательность и направление изменчивости которых совпадают в таких удаленных друг от друга регионах, как Южный Урал, Енисейский кряж, Туруханский и Учуро-Майский районы, никак нельзя объяснить сменой местных фациальных условий. Она может рассматриваться только как следствие естественной эволюции строматолитов, обусловленной эволюцией водорослей — строматолитообразователей.

Этот вывод подтверждает мнение В. П. Маслова (1953) о том, что именно эволюция водорослей — строматолитообразователей и их ценозов — обусловливает неповторимую смену морфологических групп строматолитов во времени.

Все изложенное выше позволяет считать рассмотренные три строматолитовых комплекса одновозрастными, а охарактеризованные ими толщи слоев рассматривать как три стратиграфических подразделения — комплексы рифея (Келлер и др., 1960; Семихатов, 1960_3).

Вывод об одновозрастности рассматриваемых комплексов подкрепляется и первыми определениями абсолютного возраста глауконитов (табл. 8). Эти цифры, в частности, показывают, что появление верхнего строматолитового комплекса на Южном Урале и в Туруханском районе происходит примерно одновременно — около 900 млн. лет назад (возраст верхних горизонтов свиты буровой, лежащих непосредственно ниже первого появления группы *Gymnosolen* Steinm. и *Minjaria* Kryl.— 925 млн. лет, а возраст инзерской свиты, залегающей на 100-метровой подынзерской свите, содержащей первых *Gymnosolen* Steinm.—880—920 млн. лет). Эти же определения показывают, что возраст второго комплекса от 900 до 1200—1300 млн. лет, а возраст третьего превышает — 1200—1300 млн. лет.

На основании данных о вертикальном распределении строматолитовых комплексов, прокорректированных первыми определениями абсолютного возраста, Б. М. Келлер, Г. А. Казакова, И. Н. Крылов, С. В. Нужнов и М. А. Семихатов (1960) предложили схему (см. табл. 8) сопоставления основных разрезов рифейских отложений Урала и Сибири.

Из всего изложенного следует вывод, что строматолиты могут быть использованы для стратиграфических построений и что с помощью названных выше трех строматолитовых комплексов можно расчленить рифей на три очень крупные части (комплексы) и сопоставить эти части между собой на значительных расстояниях — от Урала до Учуро-Майского района.

ЛИТЕРАТУРА

Айнберг Л. Ф. К вопросу о генезисе чарнокитов и пород чарнокитовой серии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 4.

Алюшинский Ю. А., Кириченко Г. И., Тимофеев Б. В. Споры синийских отложений Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 1957, **117**, № 1.

Архангельская Н. А., Григорьев В. Н. Условия образования солеродных зон в морских водоемах на примере нижнекембрийского бассейна Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.

Белоус Н. Х., Кузнецов Ю. А. Новые данные по геологии Усовского железорудного месторождения.— Вестн. Западно-Сибирского геол. упр., 1947, вып. 5.

Благовещенская М. Н. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000. Лист 0-47 (Иланский). Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Благовещенская М. Н. Чадобецкое куполовидное поднятие.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та. Л., 1959, № 8.

Благовещенская М. Н. Некоторые особенности строения юго-западной части Сибирской платформы. В кн.: Совещание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы.— Тезисы докл., вып. 2. Иркутск, 1960.

Благовещенская М. Н., Хазанович К. К. О некоторых сульфатах в докембрийских сланцах Енисейского кряжа.— Зап. Всес. минер. об-ва, 1957, ч. 86, вып. 4.

Богданов А. А. Некоторые замечания о краевых прогибах.— Вестн. Моск. ун-та, 1955, № 8.

Васильев В. Г., Карасев Н. П., Кравченко Е. В. О геологической структуре южной части Сибирской платформы и проблеме нефтеносности кембрийских отложений.— Нефт. хоз-во, 1956, № 11.

Васильев В. Г., Каленов Е. М. и др. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия. М., Гостоптехиздат, 1957.

Виттенбург П. В., Яковлев Н. Н. К вопросу о возрасте пород острова Кильдина на Западном Мурмане.— Изв. Росс. АН, серия 6, 1922, 16, № 1—18.

Волобуев М. И. К вопросу о геологическом строении юга Ангаро-Канской части Енисейского кряжа. В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Вологдин А. Г. К стратиграфии докембрия и кембрия восточной окраины Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 3.

Вологдин А. Г. Новый Нижне-Ангарский железорудный бассейн.— Докл. АН СССР, 1947, 56, № 1.

Вологдин А. Г.$_1$ О конофитонах протерозоя и кембрия Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1955, 102, № 3.

Вологдин А. Г.$_2$ Разгадка происхождения строматолитов.— Природа, 1955, № 9.

Вологдин А. Г. Древнейший представитель археоциат с восточного склона Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 1956, **110**, № 6.

Вологдин А. Г. Взаимоотношения синийских и кембрийских отложений в пределах Сибирской платформы и ее окраин. В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г. Докембрий. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958.

Вологдин А. Г. О некоторых результатах изучения синийских водорослей и методике исследования.— Acta paleant. Sinica, vol. III, N 1, 1960.

Воронихин Н. Н. К познанию флоры и растительности водорослей пресных водоемов Крыма.— Ботан. журн., 1932, **17**, № 3.

Воропинов В. С. Сопоставление разрезов верхоленской свиты на юге Сибирской платформы.— Изв. Восточно-Сибирских фил-ов АН СССР, 1957, № 6.

Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.

Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.

Глико О. А. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского кряжа.— Сов. геол., 1957, сб. 62.
Горностаев Н. Н. Докембрий Енисейского кряжа. В кн.: Тезисы докладов на 17-й сессии Международного геологического конгресса. М., ОНТИ, 1937.
Горянинова О. П., Лунгерсгаузен Г. Ф., Фалькова Э. А. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000. Лист P-46 (Северо-Енисейский). Объяснительная записка. М., Госгеолиздат, 1954.
Григорьев В. Н. О характере нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского кряжа.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, **31**, вып. 4.
Григорьев В. Н. Новая находка фауны на северо-западе Сибирской платформы и расчленение нижнего кембрия Ичарского района.— Докл. АН СССР, 1958, **119**, № 1.
Григорьев В. Н., Репина Л. Н. Стратиграфия кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.
Григорьев В. Н., Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
Григорьев В. Н., Семихатов М. А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
Дембо Т. М. Метасоматические псевдопорфиры Енашиминского района Северной Енисейской тайги.— Зап. Всес. минер. об-ва, 1943, ч. 72, вып. 3—4.
Дербиков И. В. О связи тектоники фундамента и чехла. В кн.: Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1958.
Додин А. Л. Восточный Саян. В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Драгунов В. И.$_1$ К вопросу о выделении и расчленении синийских отложений на Сибирской платформе. В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири в 1956 г. Докембрий. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958.
Драгунов В. И.$_2$ Находка *Sabelidites* в синийских отложениях западного обрамления Тунгусской синеклизы.— Докл. АН СССР, 1958, **122**, № 4.
Драгунов В. И. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Сибирской платформы. Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та. Л., 1959, новая серия, вып. 23.
Драгунов В. И., Штейн Л. Ф. Уточнение границ кембрийских и докембрийских отложений в низовьях реки Енисей.— Бюлл. научно-техн. информ. Мин-ва геологии и охраны недр СССР, 1958, № 4 (16).
Драгунов В. В. О транссибирской поперечной дислокации.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Сибирской платформы.— Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, вып. 44. Л., 1960.
Еленкин А. А. Сине-зеленые водоросли СССР. Вып. 1—2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938—1949.
Жарков М. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Сибирской платформы и Рыбинской впадины.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1958.
Жарков М. А. Стратиграфия нижнекембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири 1960, вып. 6 (27).
Жиров К. К., Артемов Ю. М., Волобуев М. И., Жирова В. В., Ступникова Н. И., Стенько В. А., Тихонов В. Е. Об абсолютном возрасте некоторых образований юга Енисейского кряжа.— Материалы по геологии Красноярского края. М., 1960.
Журавлев В. С., Осадчук М. И. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, **35**, вып. 3.
Загороднов А. М., Залипухин М. И. К вопросу о тектоническом строении Пур Таз-Енисейского междуречья. В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Новосибирск, 1960.
Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Зайцев Н. С. Сибирская платформа. В кн.: Тектоника нефтеносных областей, т. 2. М., Гостоптехиздат, 1958.
Зайцев Н. С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии. В кн.: Каледонская орогения. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Зленко Н. Д. и др. Стратиграфия и вулканизм позднего докембрия юго-востока Сибирской платформы. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., 1960. (Межд. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Игнатова М. Д. Полезные ископаемые Нижне-Ангарского промышленного района. В кн.: Перспективы промышленного освоения Ангаро-Питского железорудного бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Ижицкий Н. Л. Геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги в 1894 г. Вып. 3. СПб., 1896.
Ижицкий Н. Л. Предварительный отчет об исследованиях в 1898 г. (бассейны Пенченги, Ишимбы и Горбилка). Геологические исследования в золотоносной области Сибири (Енисейский район), 1900, вып. 1.
Ижицкий Н. Л. Геологические исследования в 1900 г. Бассейны рек Пита, Горбылка и Удерея. В кн.: Геологические исследования в золотоносной области Сибири (Енисейский район), 1902, вып. 3.
Ижицкий Н. Л. Геологические исследования в 1901 г. (бассейны рек Чиримбы и Вангаша). В кн.: Геологические исследования в золотоносной области Сибири (Енисейский район), 1903, вып. 4.
Ижицкий Н. Л. Геологические исследования в 1903 г. (бассейн р. Кии) В кн.: Геологические исследования в золотоносной области Сибири (Енисейский район), 1904, вып. 5.
Казаков Г. А., Полевая Н. И. Некоторые предварительные данные по разработке последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии по глауконитам.— Геохимия, 1958, № 4.
Карасев И. П. Литолого-стратиграфическая и геохимическая характеристика пород южной части Сибирской платформы. В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1959.
Карасев И. П., Лебедь Г. Г., Галимова В. С. Фауна нижнего и среднего кембрия южной части Сибирской платформы. В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1959.
Карпышев В. С. Кембрийские отложения среднего течения р. Бирюсы. В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1959.
Келлер Б. М., Хоментовский В. В. О расчленении рифейской группы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **33**, вып. 4, 1958.
Келлер Б. М., Хоментовский В. В. Рифейская группа и ее подразделения. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия, М., 1960. (Межд. геол. конгр., 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Келлер Б. М., Казаков Г. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В., Семихатов М. А. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой).— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 12.
Кириченко Г. И. Новые данные о геологическом строении и нефтеносности Туруханского района.— Сов. геол., 1940, № 9.
Кириченко Г. И. Возраст и площадь распространения железорудного бассейна в Енисейском кряже.— Сов. геол., 1948, сб. 32.
Кириченко Г. И. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы.— Материалы Всес. научно-иссл. геол. ин-та, 1955, вып. 7.
Кириченко Г. И.$_1$ К стратиграфии докембрия Енисейского кряжа.— Информ. сб. Всес. научно-иссл. геол. ин-та, 1956, № 6.
Кириченко Г. И.$_2$ О тектонической структуре Енисейского кряжа и о положении ее в общей структуре региона.— Информ. сб. Всес. научно-иссл. геол. ин-та, 1956, № 4.
Кириченко Г. И.$_3$ Стратиграфия докембрия западной и южной окраин Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханский район, северное предгорье Восточного Саяна). В кн.: Тезисы докладов на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.— Л., 1956.
Кириченко Г. И.$_1$ Взаимоотношение синийских и кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956. Докембрий. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958.
Кириченко Г. И.$_2$ Енисейский кряж и Туруханское поднятие. В кн.: Геологическое строение СССР. Т. I. М., Госгеолиздат, 1958.
Кириченко Г. И.$_3$ Стратиграфия докембрия западной и южной окраин Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское поднятие, северные предгорья Восточного Саяна). В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956. Докембрий. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958.
Кириченко Г. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Енисейского кряжа. В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Кириченко Г. И., Гурьянова В. Н. К стратиграфии и литологии терригенных отложений нижнего кембрия северных предгорий Восточного Саяна (бассейн рек Ия и Уда).— Материалы. Всес. научно-иссл. геол. ин-та, новая серия, 1955, вып. 7.
Кириченко Г. И., Додин А. Л. Енисейско-Восточно-Саянская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР». Т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Клитин К. А. О положении и возрасте некоторых толщ в зоне главного разлома Восточного Саяна.— Докл. АН СССР, 1960, **132**, № 3.
Ковригина Е. К., Ковригин Ф. П. Стратиграфия докембрия западного склона Енисейского кряжа в бассейнах рек Верхней и Нижней Сурних, Столбовой и Исаковки.— Информ. сб. Всес. научно-исслед. геол. ин-та, 1960, № 40.

Кордэ К. Б. Микроскопическая структура наслоения строматолитов и типы сохранности Cyanophyceae.— Докл. АН СССР, 1950, 71, № 6.
Кордэ К. Б. Кембрийские водоросли из окрестностей сел. Богучан на р. Ангаре. В. кн.: Вопросы геологии Азии т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Королюк И. К. Некоторые строматолиты кембрия Иркутского амфитеатра.— Труды Ин-та нефти АН СССР, 1956, 7.
Королюк И. К. Значение строматолитов для стратиграфии кембрия и докембрия на примере юга Сибирской платформы. В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956. Докембрий. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Королюк И. К. Волнисто-слоистые пластовые строматолиты (*Stratifera*) кембрия юго-восточной Сибири.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 3.
Королюк И. К.$_1$ Расчленение кембрия и докембрия Восточной Сибири по строматолитам. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., 1960. (Межд. геол. конгр., 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Королюк И. К.$_2$ Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра. В кн.: Геолого-геохимические исследования нефтегазоносных областей СССР, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. О принципах выделения древних платформ и положении краевых поднятий в структуре Сибирской платформы.—Геология и геофизика, 1960, № 1.
Краснопеева П. С. Древнейшие водоросли Больше-Питского района Енисейской тайги.— Материалы по геологии Западно-Сибирского края, 1936, вып. 35.
Крылов И. Н.$_1$ О строматолитах Уральского рифея.— Докл. АН СССР, 1959, 126, № 6.
Крылов И. Н.$_2$ Рифейские строматолиты острова Кильдина.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 4.
Крылов И. Н.$_1$ О значении строматолитов *Collenia buriatica* Masl. для стратиграфии позднедокембрийских отложений окраин Русской платформы. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., 1960, (Межд. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Крылов И. Н.$_2$ О развитии столбчатых ветвящихся строматолитов в рифее южного Урала.— Докл. АН СССР, 1960, 132, № 4.
Крылов И. Н. Столбчатые ветвящие строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии позднего докембрия.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., 1962.
Кузнецов Ю. А.$_1$ Верхний протерозой восточной окраины Енисейского кряжа.— Вестн. Западно-Сибирского геол. упр., 1941, вып. 1—2.
Кузнецов Ю. А.$_2$ Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа.— Материалы по геологии Западной Сибири, 1941, № 15 (57).
Кузнецов Ю. А. Докембрий Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 4.
Кузнецов Ю. А. Енисейский кряж.— Труды Лабор. геологии докембрия АН СССР, 1952, вып. 1.
Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1955.
Лермонтова Е. В. Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири. Л., Госгеолиздат, 1951.
Лесгафт А. В. Стратиграфия докембрийских отложений Енисейского кряжа. В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956. Докембрий. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодические изменения климата Земли.— Сов. геол., 1957, сб. 59.
Малич Н. С. Палеозойские структуры бассейна среднего и нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски.— Материалы по геологии и полезн. ископ. Сибирской платформы. Материалы Всес. научно-иссл. геол. ин-та, новая серия, вып. 23. Л., 1959.
Маслов В. П.$_1$ Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири. В кн.: Проблемы палеонтологии, т. 2—3. М., Изд-во Моск. ун-та, 1937.
Маслов В. П.$_2$ О распространении карбонатных водорослей в Восточной Сибири. В кн.: Проблемы палеонтологии, т. 2—3. М., Изд-во Моск. ун-та, 1937.
Маслов В. П. О природе строматолита *Conophyton*. В кн.: Проблемы палеонтологии, т. 4. М., Изд-во Моск. ун-та, 1938.
Маслов В. П. Попытка возрастного определения немых толщ Урала с помощью строматолитов. В кн. Проблемы палеонтологии, т. 5. М., Изд-во Моск. ун-та, 1939.
Маслов В. П.$_2$ Род *Collenia*. В кн.: Проблемы палеонтологии, т. 5. М., Изд-во Моск. ун-та, 1939.

Маслов В. П. К вопросу о значении строматолитов как указателей геологического возраста вмещающих формаций. В кн.: Вопросы геологии Сибири, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945.
Маслов В. П. Систематическое положение и отличие строматолитов и онколитов от ископаемых известковых водорослей.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1950, 25, вып. 4.
Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1956, вып. 160.
Маслов В. П. Строматолиты и фации.— Докл. АН СССР, 1959, 125, № 5.
Маслов В. П. Строматолиты (их генезис, методы изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы).— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 41.
Медведков В. И. Новое месторождение гематитовых осадочных руд в Сибири.— Вестн. Западно-Сибирского геол. упр., 1947, № 3.
Медведков В. И. Геологическое строение и ресурсы железных руд Ангаро-Питского бассейна. В кн.: Перспективы промышленного освоения Ангаро-Питского железорудного бассейна. М., 1960.
Мейстер А. К. Геологические исследования в Южно-Енисейском округе в 1899 г. В кн.: Геологические исследования золотоносной области Сибири. (Енисейский район), 1903, вып. 4.
Мейстер А. К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. В кн.: Геологические исследования золотоносной области Сибири. (Енисейский район), 1910, вып. 9.
Мелещенко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири, 1960, вып. 32.
Меннер В. В. К вопросу о номенклатуре верхней группы докембрия. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960, (Межд. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Молчанова Т. В. Выходы нижнего протерозоя к востоку от Енисейского кряжа.— Сов. геол., 1948, сб. 32.
Мордовский В. Т. К вопросу о стратиграфии древних осадочных образований районов среднего течения р. Уда (Присаянье).— Труды Ин-та нефти АН СССР, 1956, 7.
Мордовский В. Т. О границе кембрий-докембрий краевых зон Иркутского амфитеатра. В кн.: Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956. Докембрий. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Мордовский В. Т., Кравченко Е. В., Федоров С. Ф. Геологическое строение южной части Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1953.
Николаев И. Г. Годовой отчет о геологических исследованиях в северо-западной части Северо-Енисейского горного округа за 1923 г.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком-та, 1924, 3, вып. 5.
Николаев И. Г. Геологические исследования в северо-западной части Енисейского горного округа, произведенные в 1921 и 1923 гг.— Изв. Сибирского отд. Геол. ком-та, 1925, 4, вып. 4.
Николаев И. Г. Маршрутные исследования в бассейне правых притоков р. Енисей к северу от р. Гаревки, произведенные в 1928 г.— Изв. Западно-Сибирского отд. Геол. ком-та, 1929, 10, № 1.
Николаев И. Г. Ледниковые отложения (тиллиты) нижнекембрийского возраста в Енисейском кряже.— Изв. Глав. геол-развед. упр., 1930, 49, № 7.
Нужнов С. В. Строматолиты позднедокембрийских и кембрийских отложений восточных склонов Алданского щита.— Докл. АН СССР, 1960, 132, № 6.
Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы.— Сов. геол., 1959, № 7.
Обручев В. А. Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Ч. 2. Средняя Сибирь. Вып. 2. Енисейская область.— Золото и платина, 1915, № 1—2, 5—10.
Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801—1850). Л., Изд-во АН СССР, 1933.
Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период третий (1851—1888). Л., Изд-во АН СССР, 1934.
Обручев В. А. Докембрий Енисейского кряжа. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий СССР, М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.
Обручев С. В.$_1$ Итоги работ 1917—1924 гг. в Тунгусском угольном бассейне.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1929, 7, № 1—2.
Обручев С. В.$_2$ Тектоника и стратиграфия восточной окраины Енисейского горста.— Изв. АН СССР, отд. физ.-мат. наук, 1929, № 4.
Обручев С. В. Тунгусский бассейн. Т. 1—2.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 165; 1933, вып. 178.
Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1942, № 5—6.

Одинцов М. М. О «Чунской глыбе докембрия» на Сибирской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1942, № 3.
Одинцов М. М., Скабичевский П. П. Структуры юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского кряжа.— Проблемы сов. геол., 1937, № 7.
Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1956.
Павловский Е. В.$_1$ Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 6.
Павловский Е. В.$_2$ Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 7.
Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: Закономерные размещения полезных ископаемых, Т. 1, М., 1958.
Пенн Н. С. Отчет о геологических исследованиях и изучение условий образования золоторудных месторождений в Северо-Енисейской тайге за 1919 г.— Изв. Сибирского отд. Геол. ком-та, 1921, 1, вып. 6.
Петров С. Г. Горбилокская свита Енисейского кряжа.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, 1960, вып. 32.
Писарчик Я. К. Новые данные по стратиграфии и литологии нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра.— Информ. сб. Всес. научно-иссл. геол. ин-та, 1955, № 1.
Плотников Л. М.$_1$ Новые данные о распространении рудоносной нижнеангарской свиты на юго-востоке Енисейского кряжа.— Информ. сб. Всес. научно-иссл. геол. ин-та, 1958, № 5.
Плотников Л. М.$_2$ Соотношения отложений синия и кембрия на юго-восточной окраине Енисейского кряжа. В кн.: Доклады первичных организаций научно-технического Горного общества при Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте, Вып. 1. Л., 1958.
Плотников Л. М. Геология и полезные ископаемые юго-восточной окраины Енисейского кряжа.— Информ. сб. Всес. научно-иссл. геол. ин-та, 1959, № 16.
Подгорная Н. С., Гурьев А. Г. О некоторых особенностях толщи конгломерато-брекчий, развитых по р. Вороговке на севере Енисейского кряжа.— Информ. сб. Всес. научно-иссл. геол. ин-та. Л., 1960, № 40.
Покровская Н. В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Покровская Н. В., Журавлева И. Т. О выделении нижнего кембрия в самостоятельную геологическую систему. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., 1960. (Межд. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Полевая Н. И., Мурина Г. А., Казаков Г. А. Определение абсолютного возраста осадочных пород по глауконитам.— Сов. геол. 1960, № 7.
Предтеченский А. А. Древнее поднятие Южной Сибири.— Геология и геофизика, 1960, № 5.
Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 28.
Раабен М. Е. О стратиграфическом положении слоев с *Gimnosolen*. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., 1960. (Межд. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Репина Л. Н. Палеонтологическое обоснование возраста отложений кембрия Западной части Восточного Саяна.— Докл. АН СССР, 1956, **110**, № 2.
Репина Л. Н., Семихатов М. А., Хоментовский В. В.$_1$ К стратиграфии кембрийских отложений западной части Восточного Саяна.— Докл. АН СССР, 1956, **110**, № 1.
Репина Л. Н., Семихатов М. А., Хоментовский В. В.$_2$ Стратиграфия докембрия и нижнего кембрия западной части Восточного Саяна. В кн.: Тезисы докладов на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., 1956.
Репина Л. Н., Хоментовский В. В. Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, **33**, вып. **4**.
Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., Госгеолиздат, 1959.
Рид Г. Г. Гранитные серии в подвижных поясах. В кн.: Земная кора. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
Савельев А. А. О возрасте конгломерато-песчаниковых и карбонатных отложений северного склона Восточного Саяна. В кн.: Сборник статей молодых научных сотрудников геологических учреждений АН СССР, вып. 1. М.— Л., 1958.
Сагитов Н. А. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений Заангарья Енисейского кряжа. В кн.: Материалы первой конференции молодых научных работников Казани. Казань, 1959.

Сагитов Н. А.$_1$ О соотношении синия и протерозоя на территории Заангарья Енисейского кряжа. В кн.: Вопросы геологии Енисейского кряжа. Казань, 1960.
Сагитов Н. А.$_2$ Стратиграфия синийских отложений Заангарья Енисейского кряжа. Казань, 1960.
Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. (Межд. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960.
Салоп Л. И. и др. О возрасте последней геосинклинальной складчатости в Байкальском нагорье.— Докл. АН СССР, 1958, **118**, № 4.
Семихатов М. А. К стратиграфии алданского яруса нижнего кембрия Канско-Ангарской впадины.— Докл. АН СССР, 1957, **115**, № 6.
Семихатов М. А.$_1$ Нижний кембрий Канско-Ангарской впадины.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, **34**, вып. 2.
Семихатов М. А.$_2$ Стратиграфия и геологическая история нижнего кембрия северной части Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.
Семихатов М. А.$_1$ К стратиграфии верхнего протерозоя северо-восточной части Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 1960, **131**, № 1.
Семихатов М. А.$_2$ Новые данные по стратиграфии вулканогенно-осадочных отложений верхнего протерозоя Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 1960, **131**, № 4.
Семихатов М. А.$_3$ О вертикальном распределении строматолитов в рифее Туруханского района.— Докл. АН СССР, 1960, **135**, № 6.
Семихатов М. А., Хоментовский В. В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части Восточного Саяна.— Докл. АН СССР, 1956, **110**, № 2.
Смирнов А. И. Докембрийские фосфориты Енисейского кряжа.— Труды Научно-иссл. ин-та горно-хим. сырья, 1955, вып. 2.
Соколов Б. С. Проблема нижней границы палеозоя и древние отложения досинийских платформ Евразии.— Труды Всес. нефт. научно-иссл. геол.-развед. ин-та, 1958, вып. 126, геол. сб., № 3.
Соколов Б. С., Дзевановский Ю. К. О стратиграфическом положении и возрасте осадочных толщ позднего докембрия.— Сов. геол., 1957, сб. 55.
Спижарский Т. Н. Сибирская платформа. В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Спижарский Т. Н. Геологическое районирование Сибирской платформы и основные закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории. В кн.: Развитие производительных сил Сибири. Т. 3. М., 1960.
Стальнов Г. И. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание листов З-7 и Ж-7. В кн.: Геологическое исследование золотоносной области Сибири. (Енисейский район), 1910—1912.
Суворова Н. П. Новые трилобиты нижнего кембрия Якутии.— Докл. АН СССР, 1958, **122**, № 5.
Тектоническая карта СССР и сопредельных стран м-ба 1 : 50 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолиздат, 1957.
Толль Э. В. О распространении кембрийских нижнесилурийских отложений в Сибири.— Зап. СПб., минер. об-ва, 1895, ч. 33, вып. 1.
Третьяков А. В. Стратиграфия и литология осадочных толщ верхнего докембрия юго-восточной окраины Енисейского кряжа.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1951.
Форш Н. Н. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. Л., Гостоптехиздат, 1955.
Хворова И. В. О происхождении флиша.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 5.
Хворова И. В. Флишевая и нижняя молассовая формация Южного Урала.— Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка, 1960, № 2.
Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, **27**, вып. 5.
Хозанович К. К. Геологическое строение среднего течения рек Уды и Икея (Восточный Саян).— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 4.
Хоментовский А. С. Геология и полезные ископаемые окрестностей с. Канска (Восточная Сибирь).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1934, **12**, вып. 1.
Хоментовский А. С. Соль центральной части Красноярского края. В кн.: Материалы по солености Восточной Сибири, вып. 6. Новосибирск, 1935.
Хоментовский А. С. Материалы по геологии и железным ископаемым восточной окраины Енисейского кряжа.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Восточной Сибири, 1938, вып. 17.
Хоментовский А. С. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1945, **20**, вып. 5—6.
Хоментовский А. С. Некоторые данные по геологии Туманшетского соленосного района.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1950, **25**, вып. 3.
Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.

Хоментовский В. В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Хоментовский В. В., Семихатов М. А., Репина Л. Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна. В кн.: Региональная стратиграфия, т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Цахновский М. А. Сопоставление стратиграфических разрезов древнепалеозойских толщ южного обрамления Сибирской платформы. В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1959.
Чжан Бу-чунь. Стратиграфия и тектоника Украинского поднятия.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 1960.
Чураков А. Н. Протерозойское оледенение и история развития северной части Енисейского кряжа.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 292.
Чураков А. Н. Следы протерозойского оледенения в юго-восточной части Горного Алтая. В кн.: Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938.
Чураков А. Н. Протерозойское оледенение Сибири. В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 6. М., 1940.
Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, **10**, вып. 3—4.
Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Шатский Н. С. К вопросу о палеозойских спорах в криворожской серии Украинского докембрия.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 4.
Шатский Н. С. Les relations du Cambrien avec le Protérozoique et les plissements baikaliens. Dans: Les relations entre Précambrien et Cambrien. Paris, 1958.
Шатский Н. С.$_1$ Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
Шатский Н. С.$_2$ Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., 1960. (Межд. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Щукина Е. Н., Петров Г. И. К вопросу о стратиграфии метаморфических толщ центральной части Енисейского кряжа.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. отд. геол., 1936, **14**, вып. 5.
Эриксон Д. Б., Юинг М., Хизен Б. и Воллин Г. Отложение осадков в глубоководной части Атлантики. Пер. с англ. В кн.: Земная кора. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
Юдин Н. И. Железные руды Ангаро-Питского бассейна. В кн.: Очерки осадочных месторождений полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Юдин Н. И. Минералого-петрографическая и химическая характеристика промышленных типов железных руд Ангаро-Питского бассейна. В кн.: Перспективы промышленного освоения Ангаро-Питского железорудного бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Ячевский Л. А. Северный Енисейский горный округ.— Горный журнал, 1894, **1**, № 1.
Ячевский Л. А. Геологические исследования в северной части Канского округа и в полосе железной дороги между Нижнеудинском и с. Камильтей. В кн.: Геологические исследования Сибирской ж. д. Вып. 3. СПб., 1896.
Ячевский Л. А. Условия золотоносности северного Енисейского горного округа. В кн.: Геологические исследования золотоносной области Сибири. (Енисейский район), 1903, вып. 4.
Black M. The algae sediments of Andos Island, Bahams. Phil.— Trans. Roy. Soc., 1933, 222.
Bloomer R. O. Late Pre-Cambrian or Lower Cambrian formations in Central Virginia.— Amer. Journ. Sci., 1950, **248**, N 11.
Bloomer R. O., Werner H. I. Geology of the Blue Ridge region in Central Virginia.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, **66**, № 5
Fenton C. L., Fenton M. A. Algae and Algae beds in the Belt series of Glacier National Park.— Journ. Geol., 1931, **39**, № 7.
Fenton C. L., Fenton M. A. Belt series of the north: Stratigraphy, Sediementation, Paleontology.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, **48**, № 12.
Howell B. F. The base of the Cambrian in New England and the Central Appalachians. In: «Intern. geol. Congress. 20 Session». El sistema Cambrico, su Paleogeografia y el problema de su base, pt. 2. Mexico, 1956.

Kahen L. a autres. Note preliminaire sur les algues der series calcaires anciennes du Congo Belge.— Bull. Serv. geol. Congo Belge, 1946, № 2.
Kao C. S., Hsung V. H. Kao P. Preliminary note of Sinian stratigraphy of North china.— Bull. Geol. Soc. China, 1934, 13, № 2.
King P. B. The base of the Cambrian in the Southern Appalachian.— Amer. Journ. Sci., 1949, 247, N 8—9
Lochman-Balk Ch. The Cambrian of the Rocky Mountains and Southwest deserts of the United States and adjoining Sonora province Mexico. In: Intern. geol. Congress. 20 session. El sistema Cambrico, su Paleogeografia y el problema de su base, pt. 2. Mexico, 1956.
Menchikof N. Les formations stromatolithes dans le Sahara Occidental.— Bull. Soc. geol. France, 1946, 16 fsc. 7—9.
Okulitch V. I. The Lower Cambrian of Western Canada and Alaska. In: Intern. geol. «Congress. 20 Session». El sistema Cambrico, su paleogeorgafia y el problema de su base, pt. 2. Mexico, 1956.
Polinard E. Ie niveaux à stromatolithes du systeme de la Bishimaie aux confins des régions du Kasai et du Katanga.— Bull. Soc. geol. de Belgique, 1948, 71.
Rezak R. Stromatolithes of the Belt Series in Glacier National Park and vicinity, Montana.— U. S. Geol. Surv., Prof. paper, 1957, № 294-D.
Rice H. M. A. Granbook map area, British Columbia.— Canada Geol. Surv. Mem., 1937, 207, № 2435.
Ridel A. Remarques sur la sustématique et la valeur stratigraphique des quelques stromatolites du Moyen Congo.— Bull. Soc. geol. France, 1953, 3, fsc. 7—8.
Ross C. P. The Belt series in relation ob the problems of the base of the Cambrian System. In: Intern. geol. Congress. 20 Session. El sistema Cambrico, su Paleogeografia y el problema de su base, pt. 2. Mexico, 1956.
Ross C. P., Rezak R. The rocks and fossils of Glacier National Park. The story of their origin and history.— U. S. Geol. Serv., Prof. paper, 1959, № 294-K.
Samsonowicz J. Cambrian paleogeography and the base of the Cambrian Sustem in Poland. In: Intern. geol. Congress. 20 Session. El sistema Cabrico, su paleogeografia y el problema de su base, pt. 1. Mexico, 1956.
Steinmann G. Über Gymnosolen Romsayi eine Coelenterate von der Halbinsel Kanin.— Bull. Soc. geogr. Finlande, 1911, 31, № 4.
Stubblefield C. J. Cambrian palaeogeography in Britain. In: Intern. geol. Congress. 20 Session. El sistema Cambrico su paleogeografia y el problema de su base, pt. 1. Mexico, 1956.

ТАБЛИЦЫ
I – XVIII

Таблица I

1—6— *Baicalia prima* forma nova, сухотунгусинская свита р. Сухой Тунгуски *(1, 3—6)* и р. Нижней Тунгуски (2). *1* — внешний вид, × 0,5, голотип; *2* — внешний вид, × 0,5; *3* — строение микрослоев, шлиф × 8, голотип; *4* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел, голотип; *5* — строение микрослоев, шлиф, × 22; *6* — строение микрослоев, шлиф, × 17

Таблица II

1—3 — *Baicalia prima* forma nova. 1 — внешний вид, × 0,5, сухотунгусинская свита р. Нижней Тунгуски; *2* — внешний вид, × 0,5, деревнинская свита р. Нижней Тунгуски; *3* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел., деревнинская свита р. Нижней Тунгуски; *4—6*— *Baicalia rara* forma nova, свита буровой р. Нижней Тунгуски; *4*— внешняя форма, × 0,5, голотип; *5* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел., голотип; *6* — строение микрослоев, шлиф, × 8, голотип

Таблица III

1 — *5* — *Baicalia lacera* forma nova, свита бурой р. Нижней Тунгуски. *1* — внешняя форма, × 0,5, голотип; *2* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел., голотип; *3* — строение микрослоев, шлиф, × 0,5; *4* — строение микрослоев, шлиф, × 17; *5* — строение микрослоев, шлиф, × 5, голотип

Таблица IV

1—3— *Baicalia unca* forma nova, свита Серого ключа р. Каменки, голотип; *1*— внешняя форма, × 0,5; *2* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел.; *3* — строение микрослоев, шлиф, × 5

Таблица V

1—3— *Baicalia ampla* forma nova, джурская свита р. Большой Пит, голотип; *1*— внешняя форма, × 0,5; *2* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел.; *3* — строение микрослоев, шлиф, × 5; *4—5* — *Turuchania arbora* gr. et forma nova; 4 — внешняя форма, × 0,5, туруханская свита р. Нижней Тунгуски, голотип; *5* — внешняя форма, × 0,5, дурномысская свита р. Нижней Тунгуски

Таблица VI

1—2—*Turuohania arbora* gr. et forma nova, туруханская свита р. Нижней Тунгуски, голотип. *1*— продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел.; *2*— строение микрослоев, шлиф, × 4; *3—6* — *Tungussia nodosa* gr. et forma nova; *3—5* — сухотунгусинская свита р. Нижней Тунгуски, голотип. *3* — внешняя форма, × 0,5; *4* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел.; *5* — строение микрослоев, шлиф, × 15; *6* — внешний вид, × 0,5, туруханская свита р. Нижней Тунгуски

Таблица VII

1—2— *Tungussia nodosa* gr. et forma nova, свита Серого ключа р. Каменки. *1*— внешняя форма, × 0,5; *2* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел.; *3—4* — *Tungussia confusa* forma nova, джурская свита, р. Горбилок, голотип; *3* — внешняя форма, × 0,5; *4* — продольное осевое сечение, пришлифовка, нат. вел.

Таблица VIII

1—6 — *Tungussia confusa* gr. et forma nova. *1* — строение микрослоев, шлиф, × 4, джурская свита р. Горбилка, голотип; *2* — строение микрослоев, шлиф, × 7, дурномысская свита р. Нижней Тунгуски; *3* — строение микрослоев, шлиф, × 10, джурская свита р. Горбилка; 4 — внешняя форма, × 0,5, дурномысская свита р. Нижней Тунгуски; *5*— внешняя форма, × 0,5, дадыктинская свита р. Каменки; *6* — продольное осевое сечение, пришлифовка, нат. вел., дадыктинская свита р. Каменки

Таблица IX

1—3 — *Conophyton lituus* Masl., деревнинская свита р. Нижней Тунгуски. *1* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел.; *2* — строение микрослоев, шлиф, × 15; *3*— строение микрослоев, шлиф, × 3; *4* — переход наслоений *Conophyton cylindricus* Masl.

в наслоения *Coelenia frequens* Walc.; *5* — *Conophyton cylindricus* Masl., продольное осевое сечение, шлиф, джурская свита р. Нижней Тунгуски

Таблица X

1—2—*Conophyton cylindricus* Masl., деревнинская свита р. Сухой Тунгуски. *1*— строение микрослоев, шлиф, × 4; *2* — строение микрослоев, шлиф, × 6; *3* — *Conophyton cylindricus* Masl., джурская свита р. Ангары, шлиф, строение микрослоев, × 5; *4* — *Collenia frequens* Walc., продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел.

Таблица XI

1— *Collenia frequens* Walc., строение микрослоев, шлиф, × 5, деревнинская свита р. Нижней Тунгуски, *2—3*— *Conophyton confertus* forma nova; *2*— строение микрослоев, шлиф, × 3, свита карточки р. Большой Пит, голотип; *3* — продольное осевое сечение, пришлифовка, нат. вел., свита карточки р. Исаковки

Таблица XII

1—4 — *Pitella lanceolata* gr. et forma nova, Шунтарская свита р. Большой Пит, голотип. *1* — внешняя форма, × 0,5; *2* — вертикальное сечение, перпендикулярное длинной оси поперечного сечения, шлиф, нат. вел.; *3* — поперечное сечение, пришлифовка, нат. вел.; *4* — строение микрослоев, шлиф, × 5

Таблица XIII

1—5 — *Minjaria uralica* Kryl. (msc), шорихинская свита р. Нижней Тунгуски. *1* — внешняя форма, × 0,5; *2* — внешняя форма, × 0,5; *3* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел.; *4* — строение микрослоев и стенки, шлиф, × 6; *5* — внешняя форма, × 0,5, видно ветвление; *6* — *Minjaria uralica* Kryl. (msc), свита Серого ключа р. Ангары, шлиф, ×7

Таблица XIV

1—4 — *Minjaria uralica* Kryl. (msc). *1* — внешняя форма, × 0,5, свита Серого ключа р. Ангары; *2* — внешняя форма, × 0,5, дадыктинская свита р. Каменки; *3* — внешняя форма, × 0,5, у одного из столбиков видно ветвление, шорихинская свита р. Нижней Тунгуски; *4*— продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел., дадыктинская свита р. Каменки; *5* — *Minjaria nimbifera* forma nova, внешняя форма, × 0,5, туруханская свита р. Нижней Тунгуски

Таблица XV

1—4 — *Minjaria nimbifera* forma nova, туруханская свита р. Нижней Тунгуски. *1* — внешняя форма, × 0,5, голотип; *2* — продольное осевое сечение, пришлифовка, нат вел.; *3* — строение микрослоев, шлиф, × 8, голотип; *4* — строение микрослоев и стенки, шлиф, × 4, голотип; *5—6* — *Minjaria nimbifera* forma nova, свита Серого ключа р. Большой Пит; *5* — внешняя форма, × 0,5; *6* — строение микрослоев, шлиф, × 6

Таблица XVI

1— *Minjaria nimbifera* forma nova, дадыктинская свита р. Каменки, внешняя форма, × 0,5; *2* — *Minjaria nimbifera,* туруханская свита р. Нижней Тунгуски, строение микрослоев, шлиф, × 17; *3—6* — *Minjaria procera* forma nova, дурномысская свита р. Нижней Тунгуски; *3* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел., голотип; *4* —строение микрослоев и стенки, шлиф, × 6, голотип; *5* — строение микрослоев, шлиф, × 20; *6* — внешняя форма, × 0,5, голотип

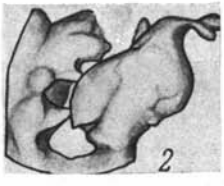
Таблица XVII

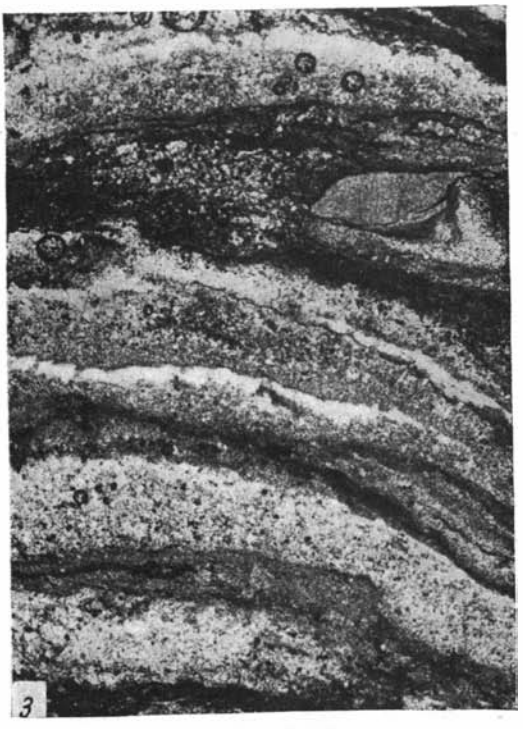
1—5— *Gymnosolen confragosus* forma nova., шорихинская свита р. Нижней Тунгуски. *1* — внешняя форма, × 5; *2* — внешняя форма, × 0,5, голотип; *3* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел., голотип; *4* — строение микрослоев и стенки, шлиф, × 6, голотип; *5* — строение микрослоев, шлиф, × 10; *6* — *Gymnosolen confragosus* forma nova, свита Серого ключа р. Ангары, внешняя форма, *7—8* — *Gymnosolen confragosus* forma nova, дашкинская свита р. Каменки; *7* — продольное осевое сечение, шлиф, × 5; *8*— внешняя форма, × 0,5

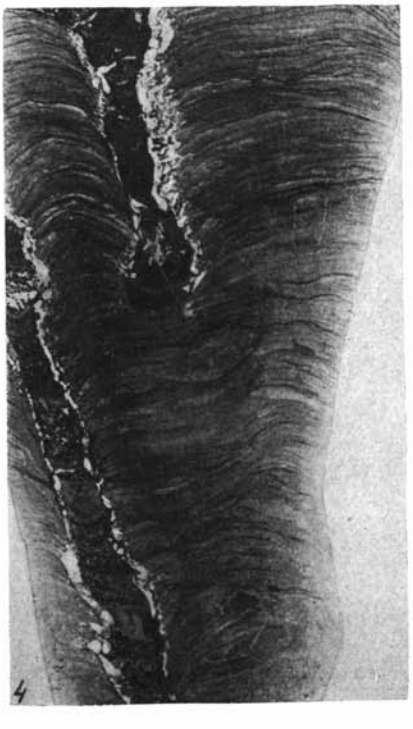
Таблица XVIII

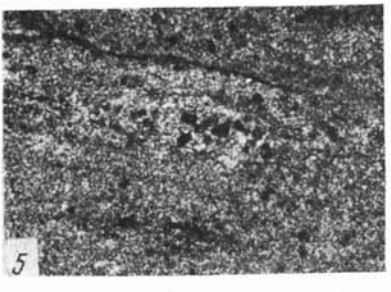
1— *Gymnosolen confragosus* forma nova, дашхинская свита р. Каменки, продольное сечение, шлиф нат. вел.; *2—4* — *Gymnosolen altus* forma nova, свита Серого ключа р. Большой Пит; *2* — внешняя форма, × 0,5, голотип; *3* — продольное осевое сечение, шлиф, нат. вел., голотип; *4* — строение микрослоев и стенки, шлиф, × 5, голотип

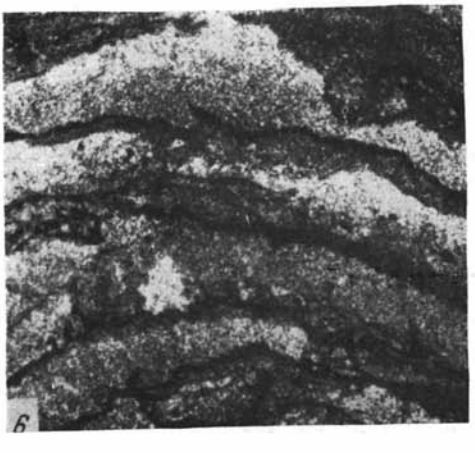
1

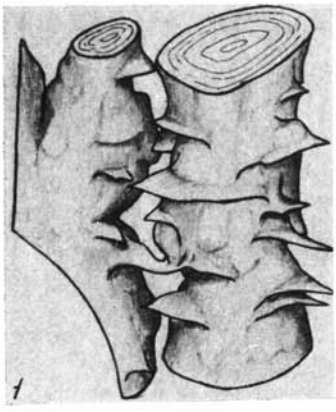

2


3


4

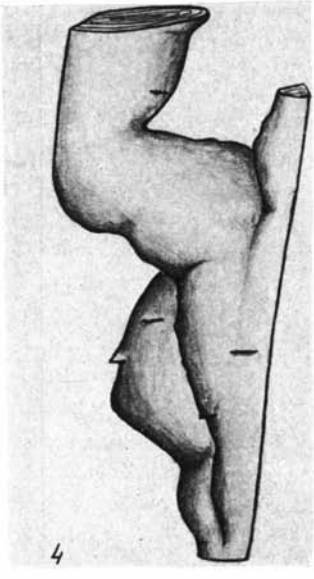

5


6

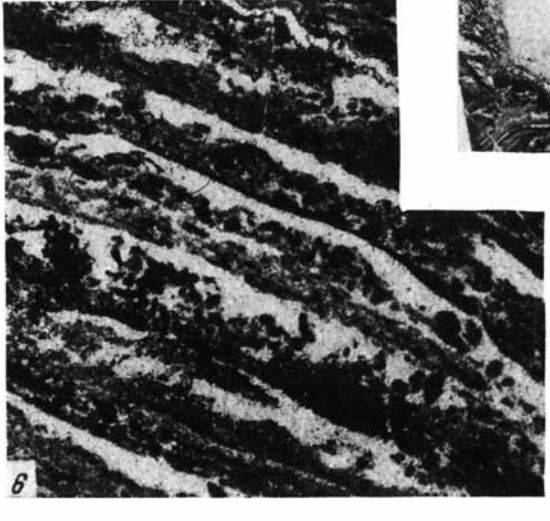

1

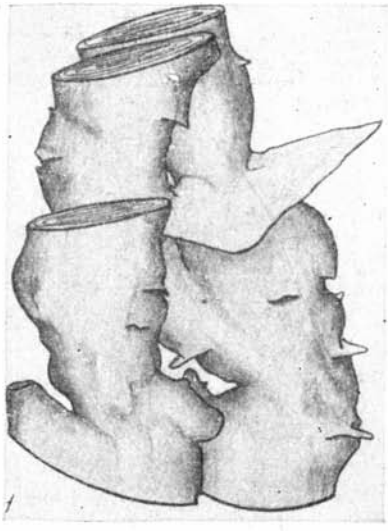
2

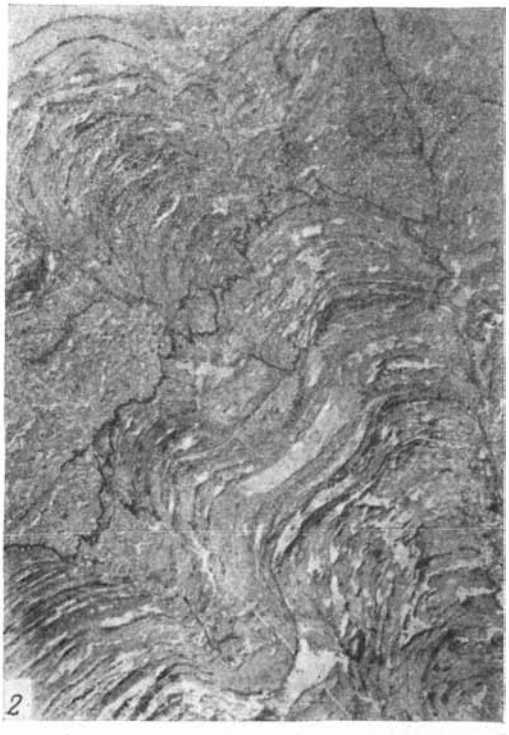
3

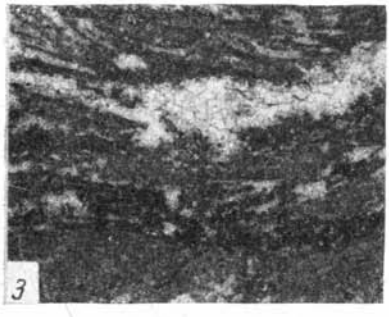

4

5


6

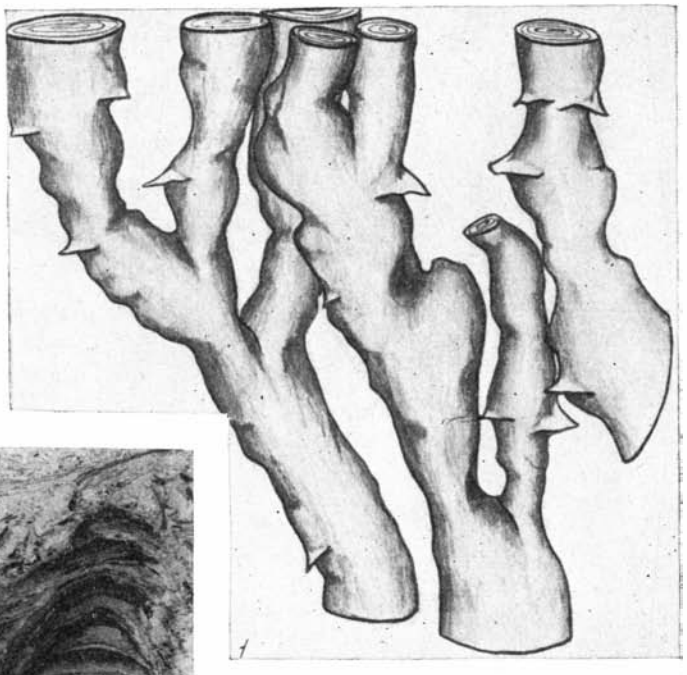

1


2


3

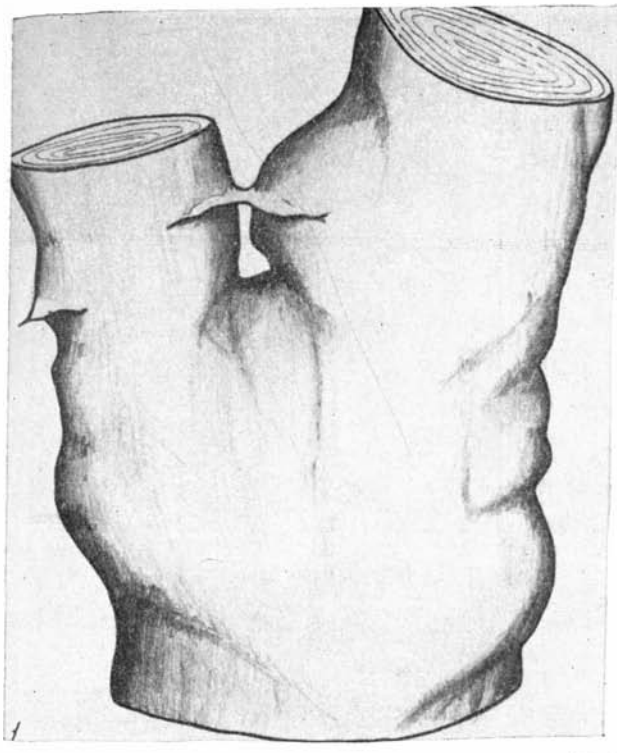
4

5

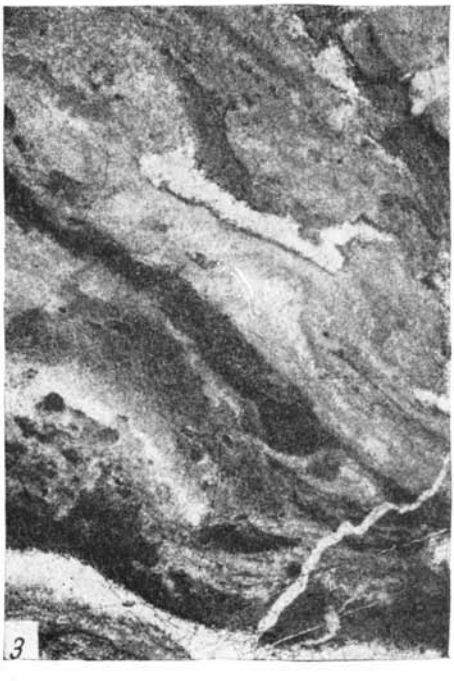

1

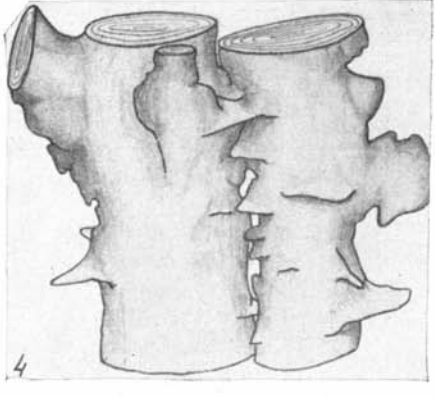
2

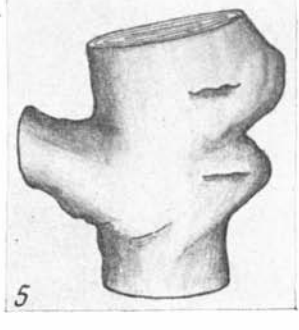
3


1

2

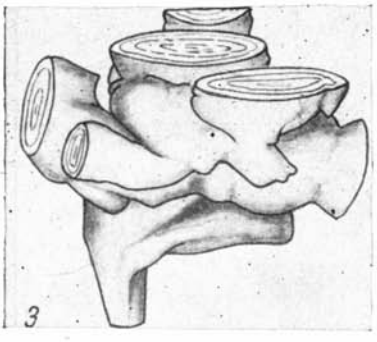

3


4

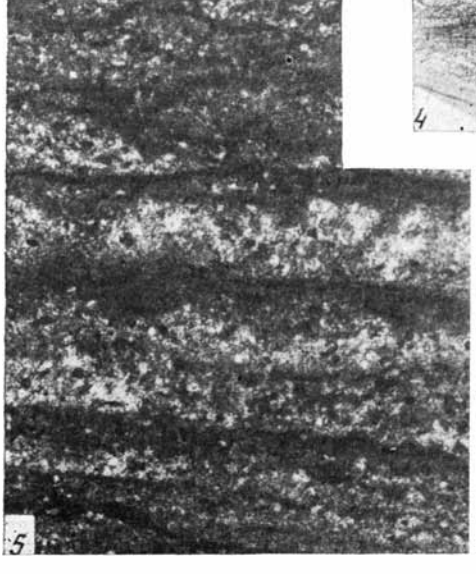

5

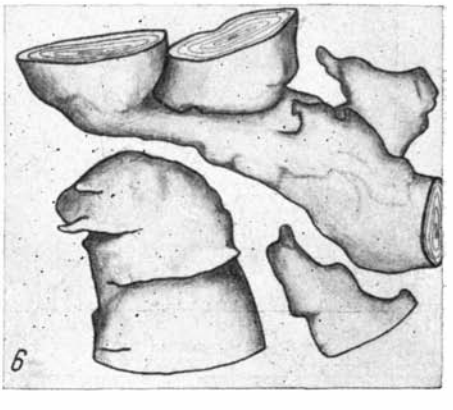
1

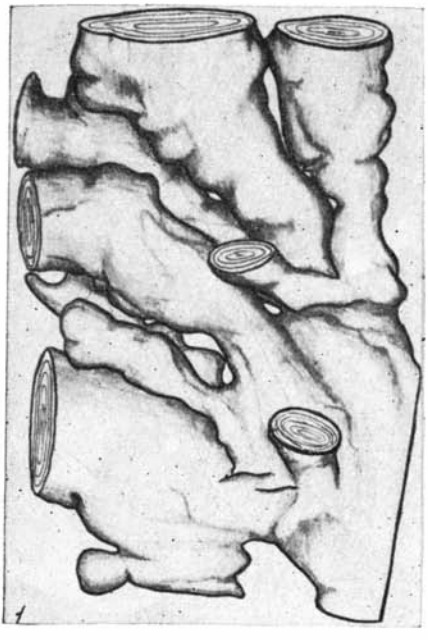
2


3

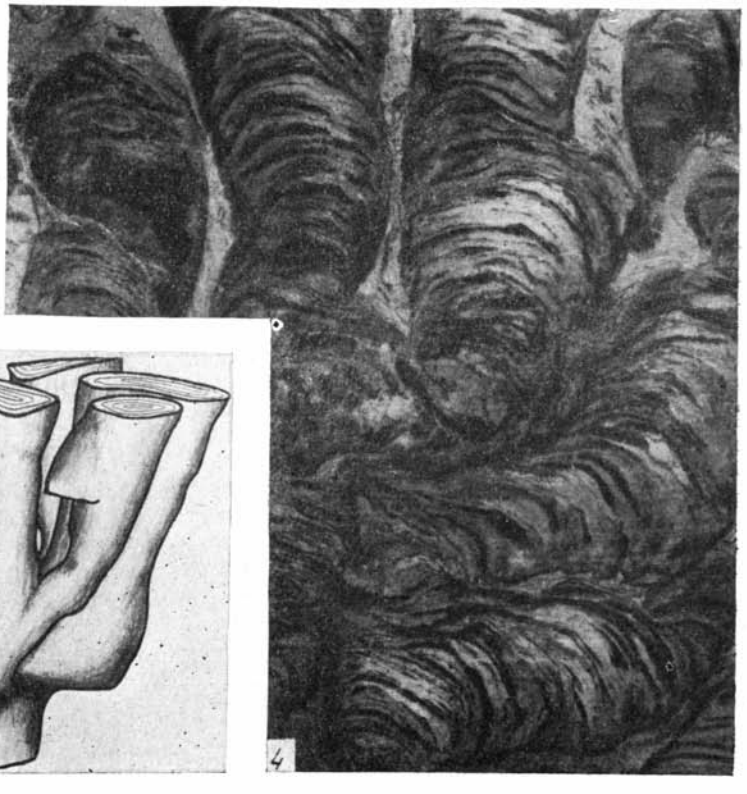
4

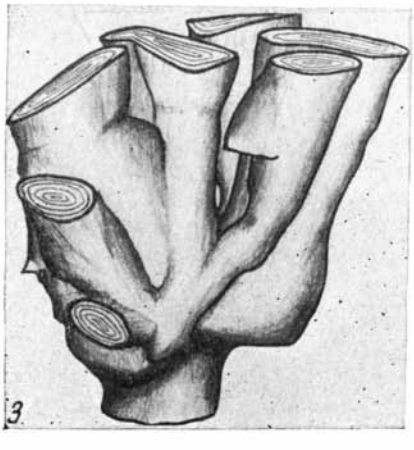

5


6

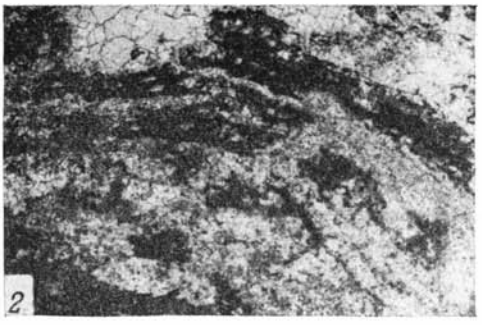

1

2

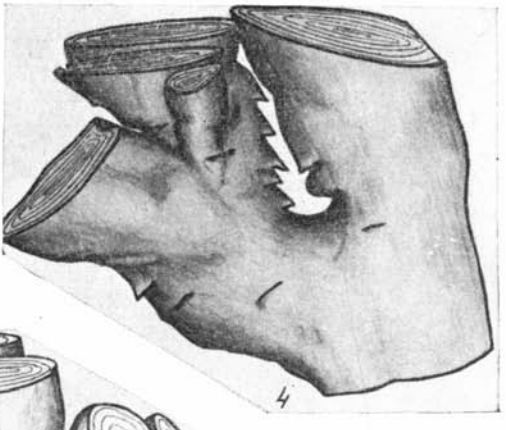

4

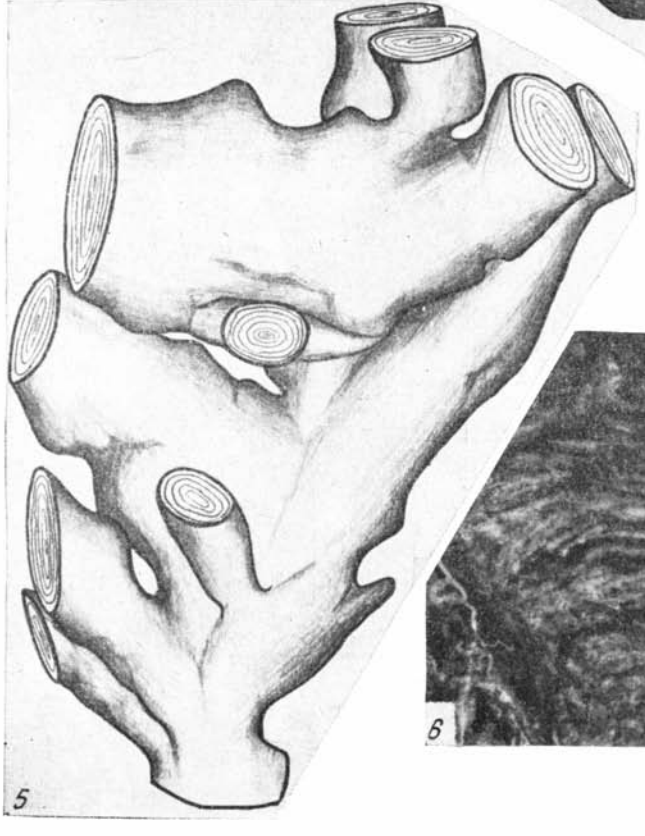

3

1

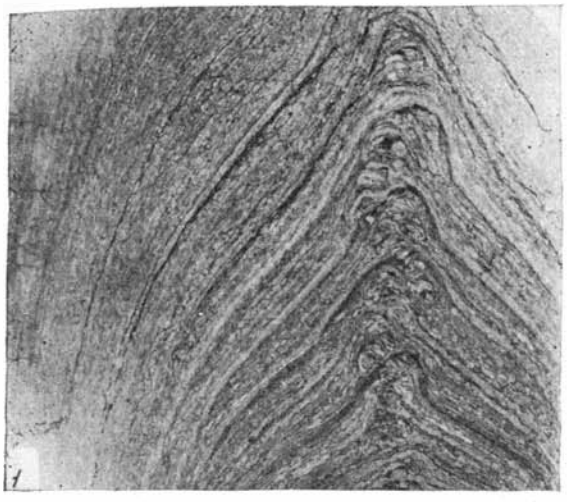

2

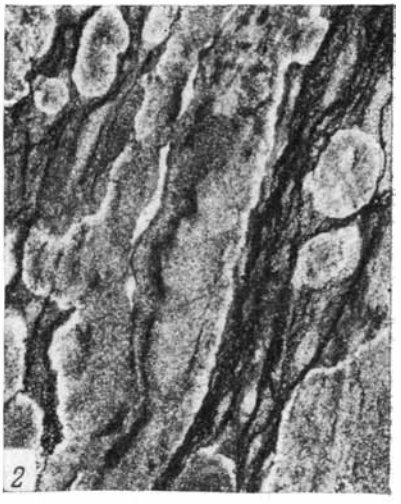
3


4


5

6

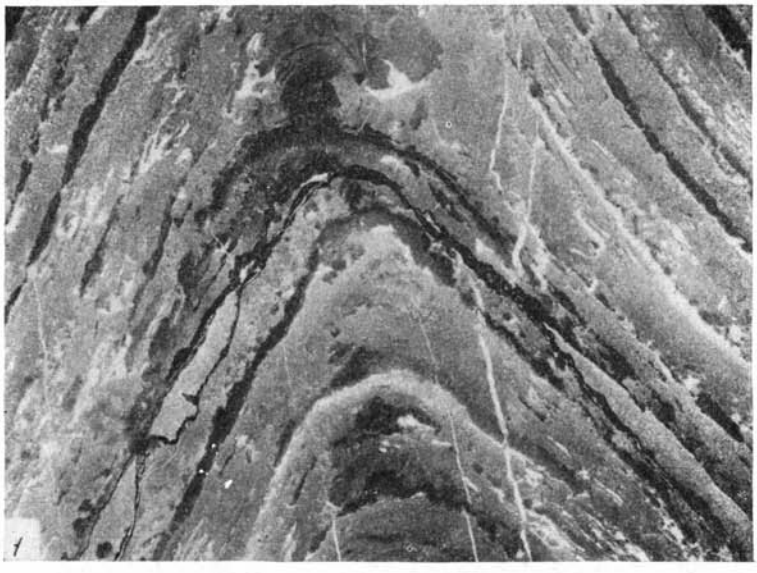

1


2

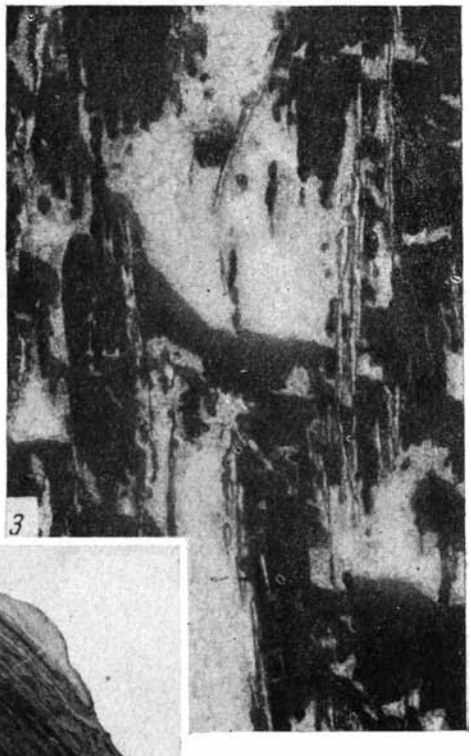
3

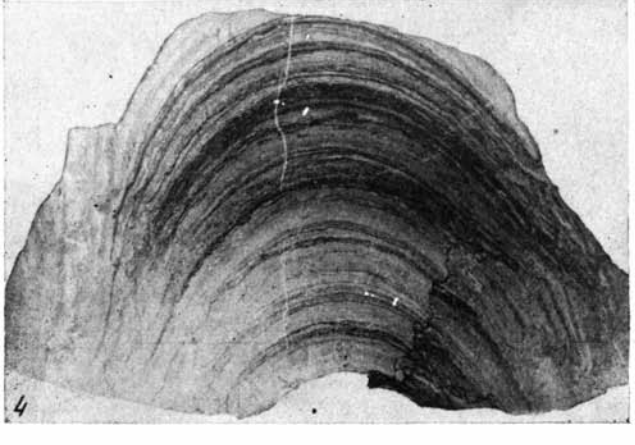
4

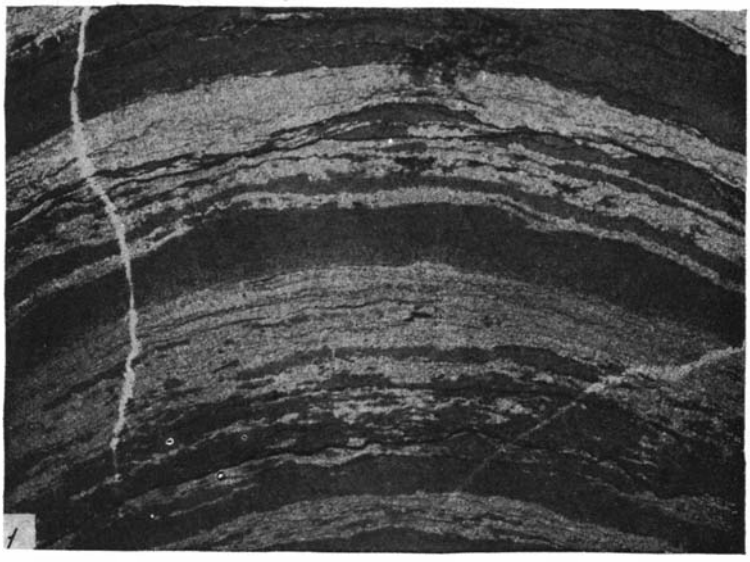
5

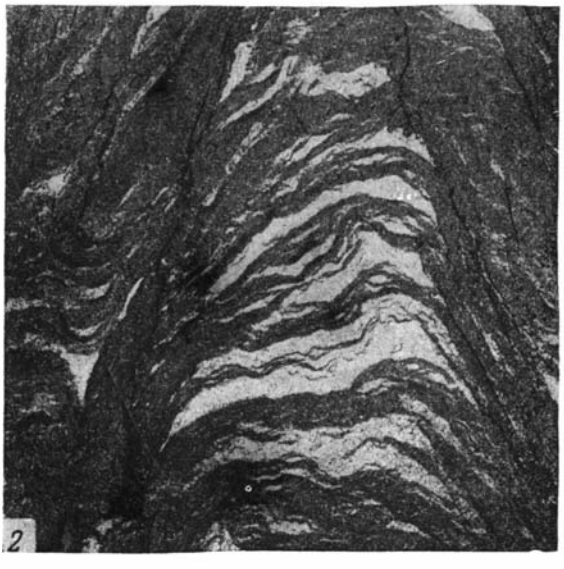

1

2

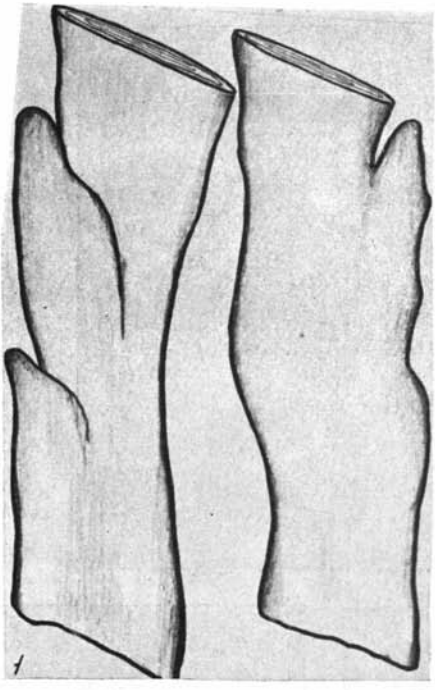

3


4


1


2

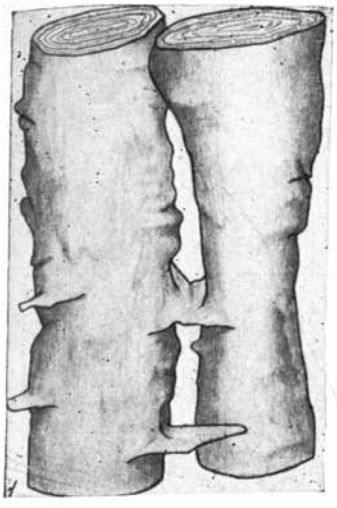
3


1

2

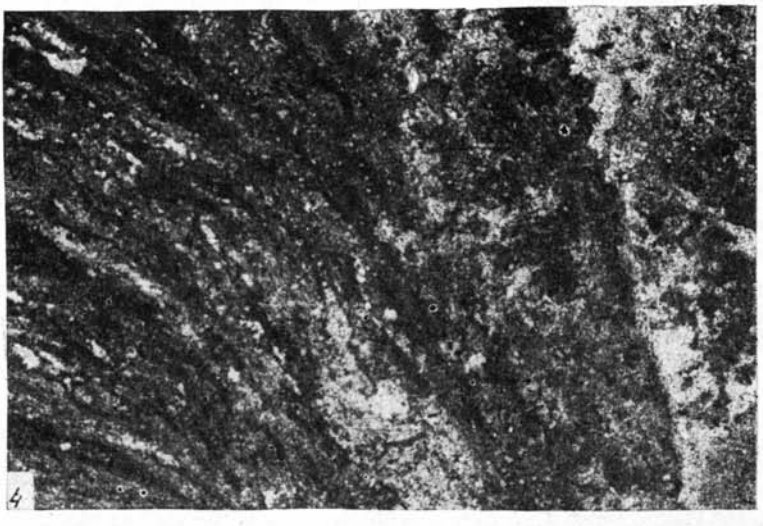
3

4


1

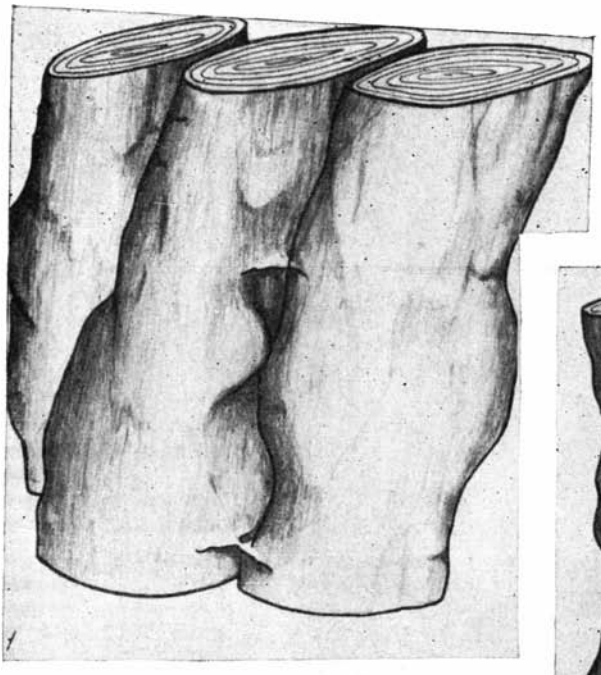
2

3


4

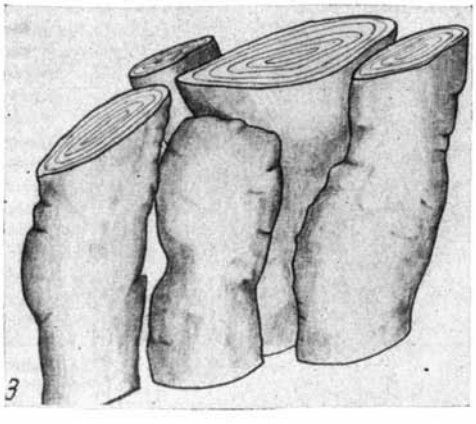
5

6



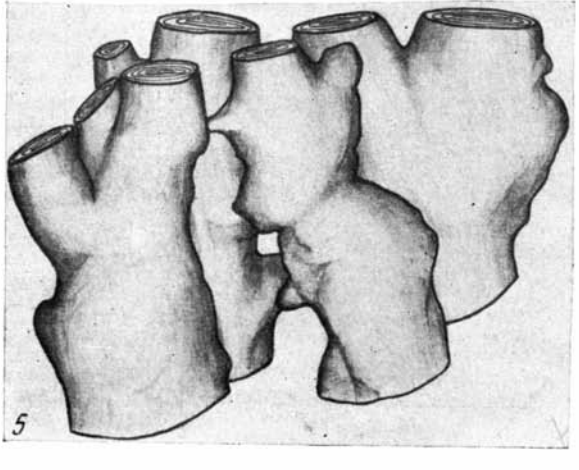
1

2

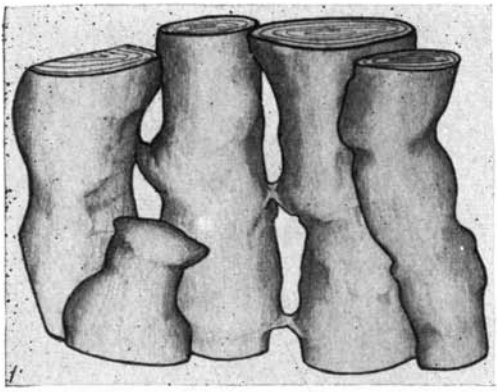


3

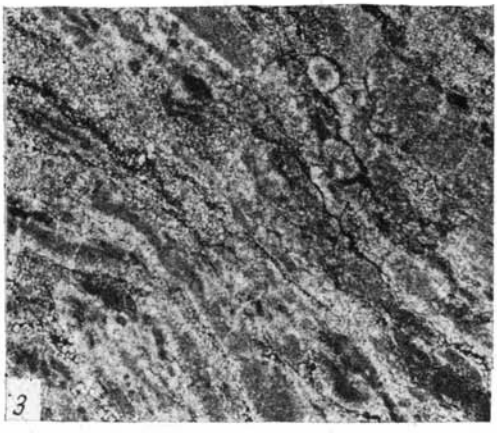
4

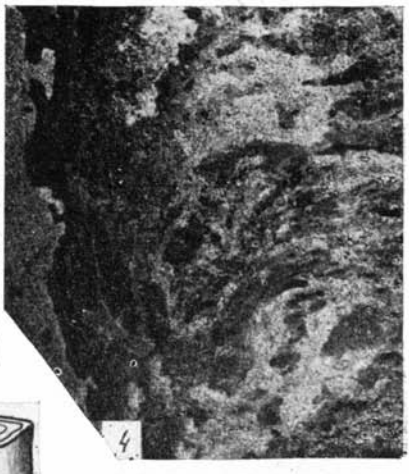


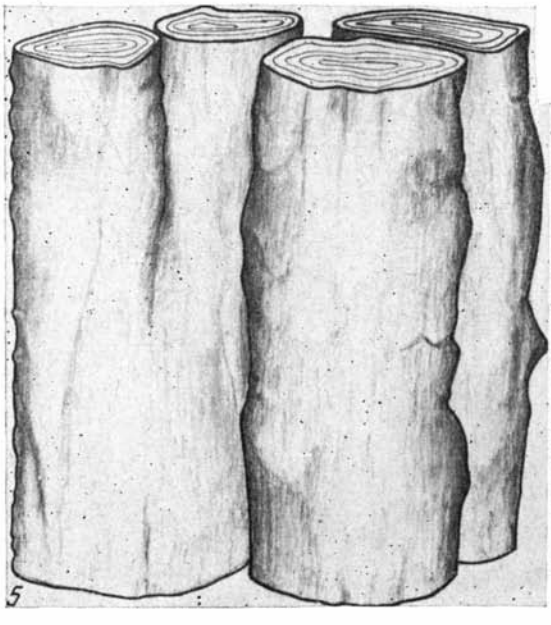
5


1

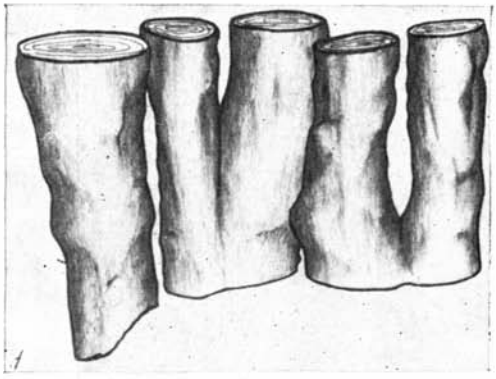
2

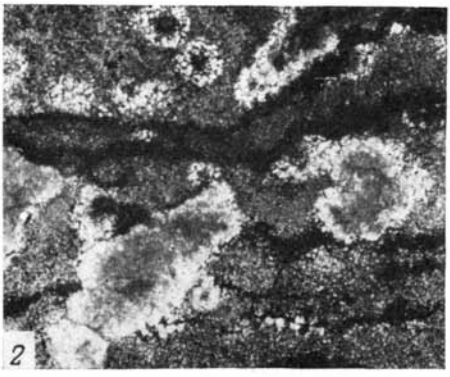

3

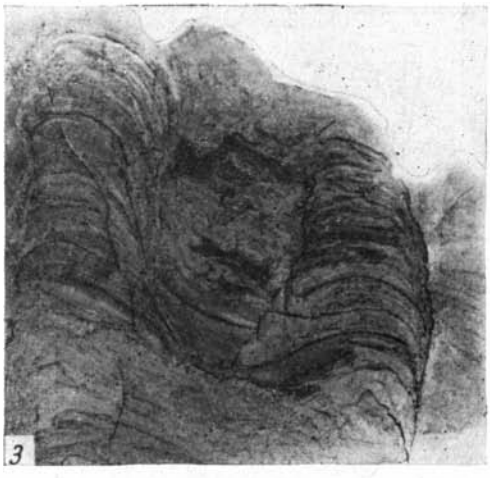

4


5

6

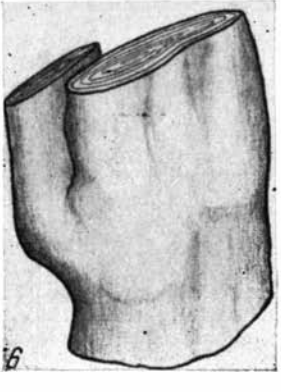

1


2


3

4

5


6

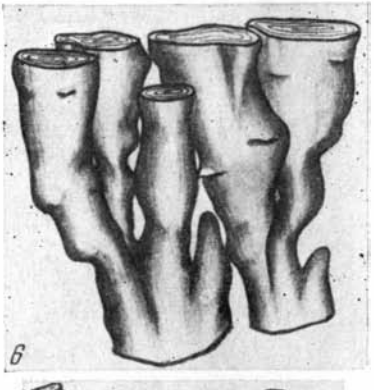
1

2

3

4

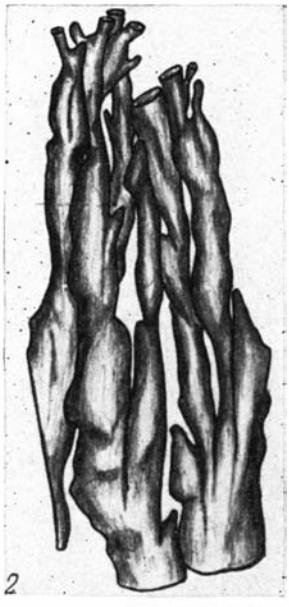
5


6

7

8

1


2

3

4

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава I. История исследования стратиграфии рифейских и нижнекембрийских отложений Енисейского кряжа 5

Ангаро-Канская часть Енисейского кряжа 6
Центральная часть Енисейского кряжа 10
Северная часть Енисейского кряжа 25

Глава II. Стратиграфия 32

Архейская группа 34
Рифейская группа 35
Тейская серия 37
Свита хребта Карпинского 37
Пенченгинская свита 38
Сухопитская серия 39
Горбилокская свита 40
Удерейская свита 41
Погорюйская свита 44
Свита карточки 48
Аладьинская свита 53
Тунгусикская серия 57
Красногорская свита 58
Джурская свита 63
Шунтарская свита 67
Свита Серого ключа 71
Дадыктинская свита 77
Ослянская серия 78
Нижнеангарская свита 79
Дашкинская свита 81
Сопоставление рифейских отложений Енисейского кряжа и смежных регионов и вывод об их возрасте 83
Западная часть Восточного Саяна 83
Присаянье 84
Чадобецкое поднятие 85
Туруханский и Игарский районы 85
Палеозойская группа 90
Кембрий 90
Нижний кембрий юго-восточной части Енисейского кряжа 91
Алданский ярус 91
Ковальская свита 92
Алешинская свита 97
Шалыгинская свита 99
Ленский ярус 103
Климинская свита 103
Агалевская свита 109
Нижний кембрий северной части Енисейского кряжа 113
Алданский ярус 113
Лопатинская свита 113
Чividинская свита 116
Вороговская свита 132
Немчанская свита 137
Ленский ярус 146
Лебяжинская свита 147

Сопоставление нижнекембрийских отложений Енисейского кряжа и смежных регионов и вывод об их возрасте 148
Западная часть Восточного Саяна 149
Присаянье 151
Чадобецкое поднятие 153
Туруханский и Игарский районы 153
Средний кембрий 155
Верхний кембрий 156
Эвенкийская свита 156

Глава III. Структурно-фациальные зоны рифея и нижнего кембрия Енисейского кряжа и смежных районов 157

Краткая характеристика структуры Енисейского кряжа 159
Выделение и морфология структурно-фациальных зон 164
Рифейские структурно-фациальные зоны 164
Нижнекембрийские структурно-фациальные зоны 168
Формации структурно-фациальных зон рифея и нижнего кембрия Енисейского кряжа и смежных регионов 175
История развития и природа структурно-фациальных зон 183

Глава IV. Вертикальное распределение столбчатых строматолитов в рифейских отложениях Енисейского кряжа и Туруханского района и их стратиграфическое значение 192

Методы изучения строматолитов 194
Описание строматолитов 197
Столбчатые строматолиты 198
Группа *Baicalia* Krylov 198
Группа *Turuchania* gr. nova 204
Группа *Tungussia* gr. nova 205
Группа *Conophyton* Maslov 208
Группа *Pitella* gr. nova 214
Группа *Minjaria* Krylov 215
Группа *Gymnosolen* Steinmann 219
Анализ вертикального распределения строматолитов и их стратиграфическое значение 222

Литература 228
Таблицы I—XVIII 237

Семихатов Михаил Александрович

Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа

Труды Геологического института АН СССР, выпуск 68

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *В. З. Шейнман*, Технический редактор *Н. Д. Новичкова*
Корректор *В. А. Шварцер*

РИСО АН СССР № 22—33В. Сдано в набор 4/IV 1962 г. Подписано к печати 14/IX 1962 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 15,12+17 вкл.=усл. печ. л. 22,94 уч.-изд. л. 24,8
Тираж 1000 экз. Т-08198 Изд. № 812. Тип. зак. № 526

Цена 1 руб. 65 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР. Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 65 к.