НИЖНЯЯ ГРАНИЦА РИФЕЯ И СТРОМАТОЛИТЫ АФЕБИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА РИФЕЯ И СТРОМАТОЛИТЫ АФЕБИЯ

Труды, вып. 312

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1978

УДК 551.7:551.72:56(11)

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

LOWER BOUNDARY OF THE RIPHEAN AND STROMATOLITES OF THE APHEBIAN

Transactions, vol. 312

Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. Труды Геологического института вып. 312. М., "Наука", 1978 г.

В работе дан анализ различных аспектов проблемы разграничения афебия и рифея. Рассмотрены методы обоснования нижней границы рифея и проанализированы данные о строении пограничных горизонтов афебия и рифея в опорных разрезах материков. Показана значительная общность последовательности событий на заключительных этапах позднеафебийских складчатостей и изложены последние данные о строении нижнего рифея СССР. Впервые дано описание афебийских строматолитов Карелии, Финляндии, Прибайкалья и Канады. Суммированы данные о систематическом составе дорифейских строматолитов и приведено сравнение афебийского и нижнерифейского комплексов. Показано, что нижняя граница рифея представляет собою важнейший рубеж, отчетливо проявившийся на всех материках.

Табл. 16. Ил. 53. Фототабл. 24. Библ. 295 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, А.В. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор
М.Е. Раабен

Editorial board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-chief),
V.G. Gerbova, A.V. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

Responsible editor
M.E. Raaben

Н $\frac{20801-648}{055(02)-78}$ 304-78

Издательство "Наука", 1978 г.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема разграничения афебия и рифея имеет два аспекта – геологический и палеонтологический. Первый из них в настоящее время разработан относительно хорошо. Данные, полученные после внедрения в практику объективных методов расчленения и корреляции докембрия, подтвердили идеи Г.Штилле и Н.С. Шатского об исключительно высокой роли свекофенско-карельской и одновозрастных ей складчатостей в формировании континентальной земной коры, позволили выделить на разных материках поздние, существенно вулканогенные молассы этих складчатостей, обосновать их возрастные границы и показать, что в пределах древних платформ и обрамляющих их прогибов, а местами и во внутренних зонах палеозойских складчатых сооружений нижнерифейские отложения отделяются принципиальным структурным несогласием от всех более древних образований. Конечно, устанавливаемый таким образом рубеж не является строго изохронным даже в геологическом смысле слова, а положение его в ряде разрезов еще требует уточнения, однако принципиальная сторона вопроса может считаться решенной.

Гораздо хуже обстоит дело с палеонтологическим обоснованием границы рифея и афебия. В массовом количестве как ниже, так и выше этой границы встречаются только две группы палеонтологических остатков. С одной стороны, это водоросли и акритархи, сохраняющие детали своего строения, а с другой, – строматолиты, представляющие собой органогенно-седиментационные структуры. Стратиграфические возможности докембрийских водорослей и акритарх еще предстоит выяснить. Что же касается строматолитов, то они ныне выступают как инструмент общего расчленения и телекорреляции отложений на рифейском материале. Хотя выделенные таким путем подразделения очень велики по объему и с этой точки зрения не идут ни в какое сравнение с детальными биостратиграфическими единицами фанерозоя, само применение палеонтологического метода к докембрию поставило его стратиграфию на совершенно новую основу.

В афебии строматолиты пользуются очень широким распространением и в средних его горизонтах известны из множества местонахождений на всех материках. Тем не менее до самого последнего времени лишь очень немногие из них привлекали внимание палеонтологов. Гораздо чаще они рассматривались с седиментологической точки зрения как индикаторы определенных фациальных условий или экологических обстановок или как местные маркеры. Достаточно сказать, что в литературе, опубликованной до начала 1976 г., с соблюдением современных требований было описано только около десяти таксонов дорифейских строматолитов, тогда как общее число публикаций, так или иначе затрагивающих эти образования, превышает сотню. Для сравнения можно указать, что из рифейских отложений в настоящее время описано более 60 групп строматолитов, представленных более чем 150 формами. Такую диспропорцию в установленном систематическом разнообразии дорифейских и рифейских строматолитов нельзя никак отнести за счет морфологического однообразия или простоты афебийских форм. Ознакомление с упомянутыми выше публикациями

сразу же показывает разнообразие построек строматолитов афебия. Учитывая все сказанное, нельзя не признать актуальность и настоятельную необходимость изучения систематического состава дорифейских строматолитов и выяснения возможностей их использования в расчленении и межрегиональной корреляции отложений.

В соответствии с отмеченными выше двумя аспектами проблемы разграничения афебия и рифея предлагаемая книга распадается на две части – геологическую и палеонтологическую. В первой, геологической части авторы кратко рассматривают методы обоснования границы афебия и рифея (Б.М. Келлер, М.А. Семихатов), обобщают современные данные о соотношении нижнерифейских и подстилающих их образований в опорных разрезах материков (М.А.Семихатов) и описывают строение нижнерифейских отложений в классических разрезах Южного Урала (Б.М. Келлер), Сибирской платформы (М.А. Семихатов, С.Н. Серебряков), Байкало-Потомского нагорья и Прибайкалья (Т.А. Дольник).

В палеонтологической части рассмотрены некоторые строматолиты афебия, собранные авторами в различных районах. Сюда вошло описание ятулийских форм из коллекции, собранной В.В. Макарихиным в течение нескольких лет работы в Карелии, описания строматолитов, обнаруженных Т.А. Дольник в вулканогенно-обломочной акитканской серии Прибайкалья, а также материалы по зарубежным территориям – описание коллекции, собранной И.Н. Крыловым и В.Перттуненом в ятулийских отложениях Северо-Западной Финляндии в 1974г., и описание карбонатных строматолитов, собранных М.А. Семихатовым в маршрутах по северо-западной части Канадского щита, проведенных им в 1973 г. под руководством П.Хоффмана (Геологическая служба Канады). В общей сложности описано 30 форм, принадлежащих к 22 группам столбчатых, столбчато-пластовых и пластовых строматолитов, из них 25 форм и 10 групп описываются впервые. Заключительная глава второй части, написанная М.А. Семихатовым, обобщает современные данные по афебийским строматолитам и содержит сравнение их с рифейскими.

Первая часть предлагаемой работы выступает как достаточно единая. Она направлена на дальнейшее обоснование границы афебия и рифея по геологическим данным, на детализацию и уточнение характеристики нижнего рифея в классических районах его развития. Что же касается палеонтологической части, то авторы каждой из входящих в нее глав продемонстрировали несколько различный подход к выделению и описанию таксонов строматолитов. Это объясняется как спецификой бывшего в их распоряжении материала, так и индивидуальными особенностями взглядов на диагностическое значение и соподчиненность тех или иных признаков строматолитов. Однако отмеченные различия не столь велики, чтобы затруднить сравнение материалов. Авторство отдельных глав, входящих в данную книгу, отражено выше и закреплено в оглавлении.

Нужно сказать, что значительная часть предлагаемого труда не могла бы быть выполнена без международного сотрудничества авторов с геологами Канады и Финляндии. Авторы выражают искреннюю благодарность Академии наук СССР, Национальному Исследовательскому Совету и Геологической службе Канады за организацию поездки М.А. Семихатова в Канаду; Академии наук СССР и Геологической службе Финляндии за организацию визита И.Н. Крылова в эту страну. Обе поездки были проведены в рамках соглашений о научном обмене, существующих между АН СССР и соответствующими организациями в Канаде и в Финляндии.

Авторы с признательностью отмечают большую помощь в оформлении данной книги, которую им оказали О.Б. Николаева, Н.К. Мирская, Г.А. Лосева, а также благодарят А.Г. Амелина, сделавшего все фотографии шлифов строматолитов.

ГЛАВА I

МЕТОДЫ ОБОСНОВАНИЯ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ РИФЕЯ

Опыт установления стратиграфических границ в фанерозойской части разреза показывает, что наиболее надежны и жизненны те из них, которые определяются естественными рубежами геологической истории и сменой последовательных комплексов органических остатков. Такие границы легко трассируются, выдерживают испытание временем и являются основой общего стратиграфического деления. Из ряда критериев, положенных в основу разграничения крупных стратиграфических подразделений, особенное внимание мы должны уделять тем, которые достаточно четки и ясны, прослеживаются на возможно большей площади и обосновывают уровни, наиболее приближенные к изохронным. Совершенно ясно, что на соблюдение всех этих требований вместе взятых мы можем рассчитывать далеко не всегда, и в практической работе нередко приходится поступаться тем или иным из них.

В последние годы – в значительной мере под влиянием опыта Международной рабочей группы по границе ордовика и силура, обобщенного Д.Мак-Ларен ом (McLaren , 1972), – на первое место при выборе границ стало выдвигаться требование возможно более широкого трассирования, вне зависимости от того, отвечает ли избранная граница естественному геологическому и палеонтологическому рубежу или нет. Отражением таких взглядов является, например, мнение некоторых членов Рабочей комиссии по нижней границе кембрия о целесообразности проведения данной границы внутри томмотского или даже атдабанского ярусов (Кауи, Розанов, 1973; Cowie , Glaessner, 1975) либо же возрождение уже довольно старых предложений об условном расчленении докембрия на какие-то отрезки равной продолжительности (Harland, 1975). Встав на эту точку зрения, мы будем вынуждены вообще отказаться от попыток построения естественной схемы периодизации истории Земли, а в докембрии с его ограниченными возможностями трассирования изохронных уровней внутри разнофациальных комплексов отложений столкнемся с рядом дополнительных трудностей.

Более перспективен и гораздо шире распространен на практике традиционный подход к расчленению докембрия, предполагающий выделение крупных естественных комплексов горных пород (геологических тел), разделенных проявлениями каких-то важных геологических событий. При этом, как мы уже отмечали в другой работе (Келлер, Семихатов, 1976), для обоснования границ выделяемых общих подразделений в разных схемах используются рубежи трех совершенно различных категорий. Во-первых, это стадии кульминации тектоно-магматических проявлений завершенных складчатостей или процессов диасхизиса – наложенных преобразований более древних гранито-гнейсовых комплексов. Во-вторых, это существенные изменения как структурного плана накопления, так и характера осадочных и магматических формаций, связанные с завершением одного крупного тектонического цикла и началом

другого. В-третьих, это важные изменения органического мира прошлого, выраженные в смене комплексов телесных органических остатков, ископаемых следов или фитолитов. Рубежи первого типа не являются собственно стратиграфическими и в последние годы в предлагаемых шкалах расчленения докембрия все более уступают место рубежам второй, а в верхнем докембрии и третьей группы.

Древнейшая граница, которая при современной стадии изученности устанавливается палеонтологическими методами, – граница нижнего и среднего рифея (возраст около 1400±50 млн.лет). На ней происходит смена двух сообществ строматолитов, обновляется состав микрофитолитов и, по последним данным (Шопф, 1975; Schopf,1975), отмечаются морфологические изменения членов растительных микробиот.

Анализ непрерывно растущей информации показывает, что нижнерифейский комплекс строматолитов отличается от наблюдаемого или наблюдаемых в афебии (см.гл. X), а среди водорослей первые эукариотные формы появляются, видимо, именно в раннем рифее. Однако мы еще очень далеки от того, чтобы использовать эти данные для обоснования нижней границы рифея. Тому две причины. Во-первых, изучение дорифейских строматолитов в палеонтологическом аспекте еще только начинается и по ним нет данных, по полноте и представительности сравнимых с имеющимися по рифейским и, в частности, по нижнерифейским. Во-вторых, основная масса дорифейских строматолитов и все известные ныне находки дорифейских водорослей и акритарх происходят из относительно глубоких слоев афебия, которые имеют возраст более 1950±50 млн. лет. В отложениях, непосредственно предшествующих рифею, строматолиты найдены пока только в трех местах: на восточном рукаве Большого Невольничьего озера (серия Эт-Тен), в Северо-Западном Прибайкалье (акитканская серия) и в Северо-Западной Австралии (серия Кимберли[1]), а господствующий фациальный тип этих отложений не позволяет надеяться на то, что такие находки в будущем будут значительно приумножены. Поэтому дорифейские строматолиты, микрофитолиты и строящие их микроорганизмы даже при условии их полной изученности, видимо, не смогут обосновать положение нижней границы рифея в конкретных разрезах, хотя, несомненно, продемонстрируют существенные различия своего систематического состава в рифее, с одной стороны, и в афебии – с другой. Иначе говоря, главными в обосновании нижней границы рифея остаются историко-геологические данные.

Как известно, Н.С. Шатский, выделив рифей, неоднократно подчеркивал сложность обоснования его нижней границы (Шатский, 1952, 1960, 1963). Понимая рифей в качестве крупного геотектонического цикла, Н.С. Шатский большую роль в установлении названной границы уделял тому крупному перерыву, который, по его мнению, прослеживается на всех платформах северного ряда и отделяет рифей от иотния и синхроничных ему толщ. При этом под названием "иотний" Н.С. Шатский, как это ясно следует из его работы (Шатский, 1960, с.12), понимал вепсий и овруч, в те годы ошибочно считавшиеся иотнийскими. Предрифейский перерыв Н.С. Шатский рассматривал как естественный рубеж между свекофенско-карельским и байкальским циклами и сравнивал его с такими перерывами, как раннедевонский и позднетриасово-раннеюрский, которые отражают высокое стояние платформ после завершения каледонской и герцинской складчатостей. Логическим развитием таких взглядов был тезис о большом значении моласс для стратиграфического расчленения докембрия.

Приложение этой плодотворной идеи Н.С. Шатского к обоснованию нижней границы рифея осложнялось тремя причинами: неразработанностью методов формационного анализа и типизации формаций в докембрии, сложностями точной синхронизации докембрийских толщ и отсутствием в уральском типовом разрезе моласс, предшествующих бурзянской серии, которая традиционно рассматривается как нижний член рифея.

[1] К верхним горизонтам дорифейской части протерозоя долгое время относили также строматолиты ятулия Карелии, но теперь установлено, что ятулий принадлежит средней части афебия (см. главу VI).

Первая и вторая из отмеченных трудностей, носящие субъективный характер, за последние годы были в значительной мере преодолены. Развитие геологических исследований показало, что орогенные вулканогенно-осадочные и осадочные формации являются характерными членами средних горизонтов протерозоя и завершают вертикальные формационные ряды многих обширных регионов (Головенок, 1964; Каляев, 1965; Богданов, 1967, 1969; Беккер, 1968; Мац и др., 1968; Хаин, Рошкован, 1969; Елизарьев, Забродин, 1970; Clifford, 1968; Stockwell e. a., 1970; Hoffman e. a., 1970; и др.), а анализ радиогеохронологических данных позволил установить, что на разных континентах эти формации приурочены к сравнительно узкому отрезку времени (1850±50 – 1700±50 млн.лет), непосредственно предшествующему рифею (Семихатов, 1972, 1973, 1974; Келлер, 1971, 1973а,б). Все это значительно продвинуло решение вопроса о нижней границе рифея, но вместе с тем особую остроту придало тем объективным трудностям, которые связаны с выпадением позднеафебийских моласс в ряде регионов и, главное, с отсутствием добурзянских орогенных толщ в типовом разрезе Башкирского антиклинория.

Как известно, хронологические соотношения субиотния, вепсия, овруча и других представителей рассматриваемых орогенных толщ, с одной стороны, и бурзянской серии, – с другой, в современной литературе решаются неоднозначно, и есть мнение, что бурзянская серия предшествует названным толщам (Салоп, Мурина, 1970; Салоп, 1973). Основанием такого мнения служит некоторая неопределенность максимального возрастного предела данной серии, относительно древние значения Rb-Sr и U-Pb возраста прорывающих ее бердяушских гранитов-рапакиви (соответственно 1560±30 и 1575–1430 млн.лет) и формационное сходство несогласно налегающей на эту серию машакской свиты с типичными представителями позднеафебийских вулканогенных моласс – субиотнием, акитканской серией и др.

Поскольку уральский разрез исторически был избран стратотипом рифея, то вопрос об упомянутых соотношениях далеко перерастает региональные рамки и затрагивает такую фундаментальную проблему, как самое понимание рифея. По существу, мы должны определить свое отношение к следующим положениям: 1 – рифей – это совокупность четырех серий уральского разреза, включенных в его состав при первоописании и, следовательно, все возрастные аналоги этих серий – рифей; 2 – рифей – это толщи пород с определенным набором органических остатков; 3 – рифей – это комплекс пород, накопившийся от момента завершения свекофенско-гудзонской складчатости и до начала кембрия и имеющий свою систему типовых разрезов, в которой обосновывается последовательность выделяемых в нем подразделений и присущих им комплексов органических остатков, а также соотношения с предшествующими и последующими общими подразделениями.

Первое положение, как сугубо формальное, вряд ли может быть принято: в этом случае мы отрезали бы себе путь к уточнению объема рифея и были бы должны включать в рифей, например, часть кембрия, если бы подтвердились предположения (Келлер и др., 1975) о кембрийском возрасте верхней части ашинской серии. Против принятия данного положения говорит и весь опыт создания международной стратиграфической шкалы фанерозоя: лишь в редких случаях объем ее подразделений определяется строго в соответствии с первоначально установленным объемом стратотипа, а исключение из состава какого-либо подразделения тех или иных пограничных отложений стратотипа является хорошо отработанной и обычной процедурой. Именно она обеспечивает детализацию общей шкалы и уточнение положения ее границ.

Не может быть рекомендована и вторая точка зрения, так как мы точно не знаем нижнего стратиграфического предела распространения нижнерифейского комплекса палеонтологических остатков, хотя и можем утверждать, что раннерифейская ассоциация строматолитов резко отлична от наблюдаемой в отложениях с возрастом более 1950±50 млн.лет.

Нельзя сказать, что остающаяся нам третья альтернатива лишена недостатков или слабых сторон. Важнейшими из них являются, во-первых, трудности

определения момента завершения позднеафебийских событий в тех разрезах, в которых позднеорогенный комплекс верхнего афебия отсутствует, а во-вторых, невозможность прямого расчленения рифея и афебия в районах "сквозного" развития. Впрочем, в таких районах при современном уровне знаний мы вообще лишены возможности проводить уверенное возрастное расчленение рассматриваемой части колонки вне зависимости от того, как и чем мы будем определять нижнюю границу рифея.

После изложения фактического материала мы увидим, что позднеорогенный комплекс верхнего афебия устанавливается в довольно узких возрастных рамках в разрезах всех континентов и играет роль главного маркирующего горизонта при межконтинентальной корреляции пограничных горизонтов афебия и рифея (Келлер, 1971, 1973а,б; Семихатов, 1972, 1973, 1974; Салоп, 1973). Если мы примем во внимание геологическое значение данного комплекса как маркера завершения важнейшей эпохи складчатости, его пространственную выдержанность и ясность обособления в конкретных разрезах, то мы сможем сказать, что стратиграфическая граница, проводимая между названным комплексом и вышележащими отложениями, в значительной мере отвечает тем требованиям к границам общих стратиграфических подразделений, о которых мы говорили в начале этой главы.

ГЛАВА II

СООТНОШЕНИЯ НИЖНЕРИФЕЙСКИХ И ПОДСТИЛАЮЩИХ ОБРАЗОВАНИЙ В ОПОРНЫХ РАЗРЕЗАХ МАТЕРИКОВ

Среди всего многообразия разрезов докембрия для целей настоящей работы наиболее важны те, в которых палеонтологически и (или) радиогеохронологически доказанные нижнерифейские отложения приходят в соприкосновение с надежно обоснованными верхнеафебийскими образованиями. К сожалению, современные методы расчленения и корреляции докембрия способны обеспечить уверенное выделение названных возрастных комплексов главным образом в пределах древних платформ и их обрамления. Поэтому при рассмотрении соотношений афебия и рифея мы вынуждены сосредоточить внимание на разрезах, расположенных в пределах этих структур.

Единая для всех материков тенденция к территориальной разобщенности супракрустальных комплексов афебия и рифея, а также относительно узкое распространение нижнерифейских образований в общей трансгрессивной серии позднедокембрийских отложений определили то, что стратиграфические соотношения доказанных верхнеафебийских и нижнерифейских толщ наблюдаются буквально в считанном числе районов. Гораздо чаще в основании верхнего докембрия залегают среднерифейские или более молодые отложения, которые покоятся либо на архейских породах, в той или иной мере переработанных динамотермальными процессами (диасхизисом) с возрастом 2100–1900 млн.лет, либо на относительно низких горизонтах афебия.

Главным источником информации о возрасте в рассматриваемой части шкалы являются радиогеохронологические данные. Поэтому при анализе и в особенности при синтезе региональных материалов кардинальное значение приобретает геологическая интерпретация полученных изотопных датировок. Не повторяя всех соответствующих выкладок, опубликованных за последнее время в ряде работ, отметим здесь лишь некоторые моменты. Новые материалы заставляют гораздо осторожнее, чем ранее, оценивать возможности изохронного Rb-Sr метода в установлении истинного возраста вулканитов. Эти материалы показывают, что замкнутость Rb-Sr систем эффузивов и в особенности туфов легко нарушается в результате наложенных воздействий (Bottino e.a., 1970; Fairbairn, Hurley, 1970; Priem e.a., 1973; Farquharson, Richards, 1975; Charlot, 1976), и полученные по этим объектам изохроны нередко отражают возраст таких воздействий. Р.Шарло полагает, что "кислые вулканиты легко теряют радиогенный стронций при повышении температуры, эквивалентном погружении породы на глубину только 4000–5000 м" (Charlot, 1976, с.293).

Нужно также отметить, что Pb– изохронные датировки по валовым пробам карбонатных пород нельзя признать сколько-нибудь надежными для определения времени седиментации, в особенности если они получены только по Pb-Pb изохроне. Было показано (Doe, 1970), что эти изохроны, построенные для валовых проб карбонатов, могут соответствовать возрасту источника сноса, тогда как их U-Pb изохроны в результате нарушения изотопных отношений нередко приобретают отрицательный наклон. Наконец, надо подчеркнуть два тривиальных, но, к сожалению, не всегда выполняемых требования: обязательное указание после каждой цифры изотопного возраста метода и объекта датирования, а также унификация значений констант, принятых при расчетах изотопного возраста. Ниже такая унификация сделана на основе "старых" значений констант распада U и обычно принимаемых в СССР значений $\lambda_K = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$ и $\lambda_{Rb} = 1{,}39 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$.

После этих предварительных замечаний перейдем к рассмотрению регионального материала, развивая и уточняя построения, ранее обоснованные

М.А. Семихатовым (1972, 1973, 1974) и Б.М. Келлером (1973а,б). При этом, как уже говорилось, мы вынуждены основное внимание уделять разрезам древних платформ и обрамлявших их миогеосинклиналей. Наблюдаемые в пределах этих структур соотношения верхнеафебийских и нижнерифейских образований сводятся к трем основным типам.

1. Верхнеафебийский фундамент, представленный метаморфическими и интрузивными образованиями с возрастом 1750±50 – 1700±50 млн.лет, несогласно перекрыт недислоцированными или слабо дислоцированными нижнерифейскими отложениями.

2. Кристаллический фундамент, испытавший складчатость и гранитизацию или диасхизис около 1900–2000 млн.лет назад, перекрыт горизонтально залегающими или складчатыми отложениями нижнего рифея.

3. Недислоцированные или складчатые нижнерифейские толщи со структурным несогласием перекрывают как кристаллический фундамент с возрастом 1900–2000 млн.лет и (или) более, так и комплекс вулканогенных моласс и связанных с ними интрузивных образований с возрастом 1700–1850 млн. лет.

СООТНОШЕНИЯ ПЕРВОГО ТИПА

Одна из наиболее известных областей распространения фундамента с возрастом 1750±50 млн.лет расположена на юго-западе США. Здесь, в центральной и северо-западной частях Аризоны, позднеафебийские слоистые толщи, выделяемые как надсерия Явапай, представлены андезито-базальтовыми, подчиненными им липаритовыми метавулканитами и гораздо более редкими метаосадочными породами, измененными в условиях зеленосланцевой и альмандин-амфиболитовой фаций (Anderson e.a., 1971; Anderson, Blacet, 1972). Эти вулканиты на разных уровнях датированы U-Pb методом по циркону: их возраст, определенный по графикам конкордий, лежит в пределах 1820±15 – 1740±15 млн.лет (Silver, 1967; Anderson e.a., 1971; Anderson, Silver, 1976).

Надсерия Явапай, вероятно, представляющая собой реликт позднеафебийской океанической коры (Anderson, Silver, 1976), заключает крупные тела син- и позднеорогенных гранитоидов, U-Pb возраст которых, определенный Л.Т.Сильвером тем же методом, лежит в пределах 1770±10 – 1720±15 млн.лет. K-Ar их возраст по мусковиту и роговой обманке соответственно 1750–1755 и 1760–1680 млн.лет (Livingston, Damon, 1968). Эти данные рассматриваются как свидетельство общей одновозрастности ранних гранитоидов и вулканитов верхней части надсерии Явапай.

На одном из относительно древних гранитоидов упомянутого комплекса (U-Pb возраст 1770±10 млн.лет) с несогласием залегает формация Тексас-Галч – сланцы, липаритовые туфы, аркозы и редкие конгломераты, – которая предшествовала главной фазе деформаций дорифейских пород, и, по косвенным данным, предваряла гранитоиды, имеющие U-Pb возраст 1720 млн.лет (Anderson e.a., 1971; Anderson, Blacet, 1972; Anderson, Silver, 1976). Гранитоиды той же возрастной группы – 1770–1720 млн.лет – известны и за пределами Центральной Аризоны: на севере этого штата (Большой каньон р.Колорадо), в смежных районах Нью-Мексико, Колорадо и Невады (Silver, 1967; Livingston, Damon, 1968; Barker e.a., 1976) и в более северных регионах.

Напротив, в юго-восточной части Аризоны, в прилежашей части Нью-Мексико и на северо-западе Мексики наблюдаются несколько более молодые образования (Silver, 1968; De Cserna, 1971; Anderson, Silver, 1976). Супракрустальные комплексы здесь представлены вулканогенно-осадочными толщами (серии Олдер, Пайнал и их аналоги), заключающими вулканиты липаритового состава, а интрузивные – крупными телами посторогенных гранитоидов. Установленный по графикам конкордий U-Pb возраст цирконов этих вулканитов, по данным Л.Т. Сильвера, 1720±15 – 1690±15 млн. лет, гранитоидов – 1700±15 – 1650±50 млн.лет. Изохронный Rb-Sr возраст вулканитов –

1660 и 1360 млн.лет, разгнейсованных разностей гранитов – 1775 млн.лет, а массивных разностей – 1630 млн.лет (Livingston, Damon, 1968). Анализ имеющихся материалов привел К.А. Андерсона и Л.Т. Сильвера к выводу, что деформации и плутонизм этого цикла в Юго-Восточной Аризоне завершились 1660±10 млн.лет назад.

В качестве более молодого члена докембрийского разреза Аризоны обычно указывают серию Мазатцаль, которая развита в одноименных горах, в области распространения относительно более молодого фундамента юго-восточной части штата (Wilson , 1939; Anderson, 1951; Livingston, Damon , 1968; и др.). Это значительная (до 1000-1200 м) толща кварцитов, которую местами подстилают алевролиты и конгломераты (до 300-350 м) и прорывают кварцевые монцониты, имеющие изохронный Rb-Sr возраст 1420 млн.лет, а K-Ar возраст по слюдам 1480 млн.лет. Эти данные в сочетании с указаниями на несогласное налегание серии Мазатцаль на фундаменте позволяли относить ее к нижнему рифею (Семихатов, 1974) и сопоставлять с формацией Анкомпагр юго-западной части Колорадо (кварциты, глинистые сланцы, филлиты), которая резко несогласно залегает на породах фундамента с возрастом 1700-1750 млн.лет и прорвана гранитоидами с возрастом 1450 млн.лет. Однако в последнее время, по устному сообщению Л.Т.Сильвера, появились данные о том, что серия Мазатцаль не только не отделяется несогласием от упомянутого выше вулканогенно-осадочного комплекса с возрастом более 1700 млн.лет, но и является членом этого комплекса.

Изложенные данные показывают, что в Центральной Аризоне и более северных участках плато Колорадо главный этап становления гранито-гнейсовой коры протекал 1770-1720 млн.лет назад. Вслед за этим в более южных районах происходило накопление осадочных и кислых вулканогенных толщ с возрастом 1720-1690 млн.лет, а затем – внедрение посторогенных гранитоидов, завершившееся 1660±10 млн.лет назад. Позднее, после периода поднятия и денудации, на этом фундаменте стали отлагаться мономиктовые терригенные осадки нижнего рифея (серия Анкомпагр, а возможно, и Мазатцаль).

Гранитоидный магматизм и метаморфизм 1760-1720 млн. лет назад был широко распространен в западной части США (Goldich e.a., 1966; Peterman, Hedge, 1968; Ramon, Van Schmus , 1974; Van Schmus e.a., 1975; Peterman e.a., 1976; Sims, Peterman, 1976; и др.), но геологическая роль и интенсивность этих событий отчетливо меняется с юга на север, по простиранию пояса гудзонид Северной Америки. Если в пределах плато Колорадо гранитоидный магматизм этого времени был первым ныне устанавливаемым и главным этапом образования гранито-метаморфического слоя, то в истории формирования гранито-гнейсового комплекса Передового хребта Колорадо устанавливаются два этапа складчатости и метаморфизма, позднейший из которых протекал в условиях амфиболитовой фации и сопровождался внедрением синорогенных гранитоидов. U-Pb возраст этих гранитоидов 1730 млн. лет, изохронный Rb-Sr возраст тех же пород – 1700±30 млн. лет, прорывающих их пегматитов – 1760±80 млн. лет, а гнейсов амфиболитовой фации – 1750±30 млн. лет (Peterman, Hedge, 1968; Peterman e.a., 1968). Следовательно, второй этап складчатости и метаморфизма гнейсов Передового хребта протекал около 1760-1730 млн. лет назад, одновременно с главным этапом становления гранито-гнейсовой коры Аризоны. Можно думать, что первый этап преобразований в Передовом хребте во времени совпадал с главным этапом магматизма, метаморфизма и складчатости гудзонского пояса Канадского щита (1900-1950 млн. лет назад).

На крайнем юге Канадского щита главная фаза позднеафебийской складчатости, которая обусловила замыкание геосинклинальных прогибов, выполненных серией Анимики (Миннесота) и надсерией Маркэтт-Рейндж (Северный Мичиган, Виксонсин), имеет возраст 1900±50 или 1850-1900 млн. лет (U-Pb датировки цирконов из синорогенных гранитов и метаморфических пород; Van Schmus e.a., 1975; Sims, 1976). Проявление более молодых афебийских событий достоверно было установлено здесь только в последние годы, хотя примеры

нарушения замкнутости Rb-Sr систем афебийских пород (Peterman, 1966; и др.) и анализ K-Ar датировок и позволяли предполагать такие события довольно давно. С наиболее ранними из них было связано накопление субаэральных липаритовых толщ и становление сопутствующих им анорогенных гранитов, которые ныне известны в Центральном Висконсине (Sims, 1976). Возраст этих липаритов и гранитов по совпадающим U-Pb датировкам их цирконов оценивается в 1800±30 млн. лет, тогда как Rb-Sr изохронные определения омоложены и равны соответственно 1665±39 и 1643±86 млн. лет; объединенная изохрона, построенная для гранитов и липаритов, отвечает возрасту 1655±31 млн. лет. Видимо, рассматриваемые магматические проявления в свою очередь вызвали нарушение Rb-Sr систем предшествующих им гранитоидов: для некоторых из таких гранитоидов, имеющих U-Pb возраст 1890±15 и 1860±15 млн. лет, изохронные Rb-Sr датировки составляют 1810±50 млн. лет (Van Schmus e.a., 1975). В этой связи обращает на себя внимание и то, что статистический максимум K-Ar и Rb-Sr датировок минералов афебийских пород в Миннесоте приходится на интервал 1750–1800 млн. лет (Sims, 1976).

Последующее звено в позднеафебийской истории провинции Южная – это установленная в одном из районов Северного Мичигана реактивация архейского фундамента, сопровождавшаяся существенными термальными преобразованиями пород: для архейских гнейсов из гнейсового купола была получена конкордантная U-Pb датировка по циркону 1760 млн. лет (Peterman e.a., 1976) и совпадающее с ней изохронное Rb-Sr определение, равное 1760±50 млн. лет. Характерно, что отношение Sr^{87}/Sr^{86} в этих породах очень высокое – 0,7732±±0,0044 (Sims, Peterman, 1976). Более молодые регионально выраженные события, фиксируемые в докембрийских комплексах провинции Южная, – это перераспределение изотопов Rb и Sr около 1700–1650 (1660±30) млн. лет назад, которое устанавливается по систематически повторяющимся омоложенным значениям изохронного Rb-Sr возраста афебийских и архейских пород (Van Schmus e.a., 1975). Магматические породы этого возраста на юге провинции Южная неизвестны, а на севере представлены недеформированными дайками диабазов (Sims, 1976).

Изложенные данные говорят о том, что в пределах афебийского складчатого пояса западной части США в формировании гранито-метаморфического слоя наблюдается пространственно-хронологическая ступенчатость. Она выражается в скачкообразном прогрессивном удревнении главного этапа позднеафебийского гранитного магматизма и метаморфизма с юга на север. При этом в зонах относительно раннего проявления главного этапа афебийского плутонизма и метаморфизма устанавливаются отголоски тектоно-магматических событий, фиксируемых в зонах более позднего развития процессов гранитизации. Несмотря на такую ступенчатость, соотношения позднеафебийских образований с отложениями нижнего рифея остаются неизменными: в пограничных районах Айовы, Южной Дакоты и Миннесоты наблюдаются реликты нижнерифейского осадочного чехла (кварциты Сиу), несогласно перекрывающие все комплексы верхнего афебия и демонстрирующие переход ко второму типу соотношений афебийских и рифейских серий.

СООТНОШЕНИЯ ВТОРОГО ТИПА

Второй тип соотношений нижнего рифея с подстилающими отложениями – налегание его на фундамент с возрастом более 1900–2000 млн. лет – наблюдается на Урале, Анабарском массиве, Оленекском поднятии, в бассейне оз. Атабаска на Канадском щите и в других местах.

В стратотипическом разрезе Южного Урала (Башкирский антиклинорий) бурзянская серия нижнего рифея отделяется резким структурно-метаморфическим несогласием от тараташского комплекса гнейсов, мигматитов, железистых кварцитов и гранитоидов. U-Pb определения возраста цирконов из гранитов и гнейсов этого комплекса по свинцовому отношению составляют (за одним исключением) 1915–2130 млн. лет (Тугаринов и др., 1970). Большинство проанализированных зерен циркона отличаются ясным зональным строением с

сохранением геохимической индивидуальности ядер и оболочек в отношении U, Th, Pb и Hf (Краснобаев и др., 1975) и ощутимыми различиями U-Pb возраста (Тугаринов и др., 1970). Для отдельно проанализированных оболочек зерен из гранитов были получены следующие датировки: Pb^{207}/Pb^{206} – 1945 млн. лет, Pb^{206}/U^{238} – 1800 млн. лет, Pb^{207}/U^{235} – 1855 млн.лет. Монацит из тех же гранитов показал соответственно 1985, 1290 и 1555 млн. лет.

Полученные цифры были проинтерпретированы А.И. Тугариновым и его соавторами как свидетельствующие о наложении на тараташские гнейсы метаморфизма около 2000–2200 млн. лет назад и о последующем внедрении гранитов около 1950 млн. лет назад. Последняя датировка опирается на согласующиеся между собой Pb-Pb значения возраста монацита и оболочек цирконов и, судя по всему, достаточно надежно определяет возраст гранитов. Что же касается датировки 2000–2200 млн. лет, то она, учитывая сохранение геохимической специализации ядер цирконов, видимо, определяет лишь максимальный возрастной предел метаморфизма амфиболитовой фации и мигматизации.

Возраст гранитоидов этого комплекса, согласно определениям Rb-Sr методом по валовым пробам, – 1620–1870 млн. лет (Дунаев, 1967), а K-Ar и Rb-Sr датировки минералов из его пород в главной своей массе ложатся в пределы статистического максимума 1700±50 млн. лет (Гаррис, 1964, 1963; Паняк и др., 1975). Геологическое значение этого максимума еще требует уточнения, хотя некоторые исследователи его определенно связывают с повторным метаморфизмом тараташских пород или с этапом матасоматоза и внедрения поздних гранитов. В этой связи надо напомнить, что геологическими методами в тараташской серии устанавливается длинная цепь преобразований, которые следовали за главным этапом гранитизации и предшествовали образованию бурзянской серии (калиевый метасоматоз, низкотемпературный диафторез, развитие кварц-мусковитовых жил и др.) (Гаррис, 1973). Для точного датирования этих событий необходимо привлечение новых данных.

Имеющиеся материалы показывают, что изотопный возраст наиболее молодых добурзянских образований на Южном Урале строго оценивается в 1950–2000 млн. лет, а возможно, он равен 1750±100 млн. лет. Приводимая в литературе гораздо более древняя датировка валовых проб доломитов средней, саткинской свиты этой серии, полученная по Pb-Pb изохроне (2650±400 млн. лет; Салоп, 1973), не может опровергнуть этот вывод. Выше уже говорилось, что цифры, полученные этим методом, нередко отражают возраст источника сноса, а огромная ошибка измерений, существующая в нашем случае (±400 млн. лет), свидетельствует о значительной дисперсии точек анализов и, по существу, лишает права аппроксимирующую их линию называть изохронной.

Мы не будем здесь касаться строения бурзянской серии: она описана в гл. III. Отметим только, что эта серия представляет собой крупный трансгрессивный комплекс, начинающийся терригенными, а завершающийся карбонатными и сланцево-карбонатными толщами, с типичным для нижнего рифея набором строматолитов и микрофитолитов (Келлер, 1968; Крылов, 1963, 1975; Забродин, 1967; Журавлева, 1968). Минимальный возрастной предел бурзянской серии оценивается в 1560±30 млн. лет на основании совпадающих между собой изохронной Rb-Sr и конкордантной U-Pb датировок (соответственно по валовым пробам и по цирконам) Бердяушских гранитов-рапакиви, прорывающих саткинскую свиту (Салоп, Мурина, 1970).

Рассмотрим ситуацию на Анабарском массиве. Здесь в составе дорифейского фундамента главную роль играют три последовательных комплекса: 1 – разнообразные гнейсы гранулитовой фации, вмещающие чарнокиты; 2 – высокотемпературные диафториты, возникшие за счет этих гнейсов, и 3 – сложная гамма гранитоидов, мигматитов и основных интрузий, в которой выделяются син- и посттектонические разности (Геохронология докембрия..., 1968; Рабкин, Лопатин, 1973). Определения возраста этих пород U-Pb методом единичны и из-за резкой дискордантности с трудом поддаются однозначной интерпретации. K-Ar датировки амфиболов и слюд всех перечисленных геологически разновоз-

растных комплексов снивелированы. Обычно они лежат в интервале 2100–1800 млн. лет, хотя отдельные значения, полученные по амфиболам, достигают 2500 млн. лет, а по слюдам – снижаются до 1700–1500 млн. лет. K-Ar датировки гранитоидов составляют 2120–1750 млн. лет. Несколько значений весьма древнего возраста было получено K-Ar методом по пироксенам и валовой пробе ультрамилонита, но по методическим соображениям датировки подобных объектов, как известно, следует исключать из стратиграфического анализа.

Архейский возраст упомянутых гнейсов фундамента сейчас принимается всеми геологами. Последними в цепи региональных преобразований этого фундамента, согласно М.И. Рабкину и Б.Г. Лопатину (1973), были широко развитые процессы повторного метаморфизма амфиболитовой фации, которые сопровождались мигматизацией и внедрением значительных масс ранне- и синтектонических гранитоидов. Видимо, именно эти процессы обусловили статистический максимум K-Ar датировок амфиболов и слюд из разновозрастных кристаллических пород Анабарского массива. Если это так, то можно говорить о наложении на архейский фундамент массива позднеафебийской динамо-термальной переработки (диасхизиса) с возрастом около 2100–2000 млн. лет.

Дорифейский фундамент рассматриваемого региона рассечен зонами разломов, к которым тяготеют низкотемпературные диафториты, и вместе с последними перекрыт площадной корой выветривания. Стратиграфически выше резко несогласно залегают неметаморфизованные и недислоцированные отложения нижнего рифея. Это терригенная мукунская серия, заключающая глауконит с K-Ar возрастом 1480–1550 млн. лет, и карбонатная котуйканская свита (или чуумнахская и томулахская свиты), содержащая представительный набор нижнерифейских строматолитов (см. гл. IV).

На Оленекском поднятии дорифейские образования представлены сложно дислоцированными метаосадками эекитской серии, прорывающими ее синорогенными гранитоидами и более молодыми пегматитами. Возраст этих гранитоидов и пегматитов, определенный K-Ar методом, составляет 1840–2080 млн. лет по биотиту и 1950–2050 млн. лет по мусковиту. Исходя из имеющихся радиогеохронологических и регионально-геологических данных, можно вслед за большинством исследователей относить эекитскую серию к афебию и полагать, что возраст прорывающих ее гранитоидов близок к 2000–2100 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968; Красильщиков, 1973; Шпунт, Нужнов, 1973). Наличие несколько более молодой группы K-Ar датировок (1770–1850 млн. лет), полученной по катаклазированным разностям гранитоидов, наводит на мысль о проявлении здесь позднеафебийских наложенных процессов (Красильщиков, 1973), хотя это предположение и нуждается в более строгом радиогеохронологическом обосновании. Косвенно оно подтверждается приведенными ниже данными по Алданскому щиту, указывающими на образования крупных разломов в этом регионе около 1850 млн. лет назад.

Нижнерифейские отложения на Оленекском поднятии, выделяемые как сыгынахтахская и кютингдинская свиты, по составу близки одновозрастным отложениям Анабарского массива и хорошо коррелируются с ними по комплексу радиогеохронологических, палеонтологических и историко-геологических данных (см. гл. IV). Карбонатные члены этих отложений содержат представительный набор нижнерифейских строматолитов и микрофилитов и заключают глауконит с K-Ar возрастом 1300–1390 млн. лет, тогда как глауконит из нижележащих терригенных членов разреза датируется 1400–1550 млн. лет (см. рис. 13).

Не касаясь вопросов корреляции уральского и сибирских разрезов нижнего рифея, подчеркнем, что во всех трех только что рассмотренных регионах палеонтологически доказанные нижнерифейские отложения и тесно связанные с ними базальные терригенные толщи с возрастом не менее 1500–1550 млн. лет залегают с принципиальным несогласием на дорифейском метаморфическом фундаменте, в истории формирования которого во всех трех регионах намечаются определенные черты сходства. Максимальный возрастной предел упомянутых терригенных толщ в данном типе разрезов строго устанавливается только в 1950±50 млн.

лет и лишь корреляция с разрезом Учуро-Майского региона (см. ниже) показывает, что сибирские представители этих толщ не древнее 1750±50 млн. лет.

Очень сходные соотношения, судя по данным канадских геологов, наблюдаются в районе оз. Атабаска в северо-западной части Канадского щита (Stockwell e.a., 1970; Money e.a., 1970; Sassano e.a., 1972; Weber e.a., 1975). Древнейшими породами здесь являются пятнисто распространенные разнообразные (в том числе гиперстеновые) архейские гранито-гнейсы, претерпевшие интенсивную переработку в ходе гудзонской складчатости в конце афебия. Принадлежность их к архею доказывается изохронными Rb-Sr датировками – 2615±65, 2636±±163 и 2745±124 млн. лет (Weber e.a., 1975). Главную роль в сложении дорифейского фундамента района играет афебийский комплекс пара- и ортогнейсов и метаосадков, дислоцированный и гранитизированный в ходе гудзонской складчатости. Ее кульминация на юге района, в поясе Уолластон-Лейк, происходила около 1850±50 млн. лет назад: для различных участков этого пояса получены совпадающие между собой изохронные Rb-Sr определения возраста синтектонических гранитоидов (1846±60; 1855±62; 1870±22 млн. лет). Более ранние гранодиориты пояса датируются тем же методом – 1941±25 млн. лет, а позднеорогенные граниты – 1814±59 млн. лет (Weber e.a., 1975). В северной части района изохронный Rb-Sr возраст гнейсов и гранитов фундамента – 1800±100 млн. лет, пегматитов – 1975±20 млн. лет, а U-Pb возраст гнейсов, определенный по графику конкордии, 1930±40 млн. лет (Sassano e.a., 1972).

На перечисленных образованиях и на их коре выветривания горизонтальным чехлом залегают кварцевые песчаники и конгломераты формации Атабаска (800–1400 м), которые перекрыты доломитами формации Карлсвелл (190 м). Эти отложения прорываются основными дайками роя Маккензи. Их возраст в данном районе, определенный K-Ar методом по амфиболу, 1280 млн. лет, но в смежных районах для даек этого роя, прорывающих несомненные стратиграфические аналоги рассматриваемых формаций, имеются и более древние значения, достигающие 1400–1440 млн. лет. Максимальный возрастной предел формации Атабаска по датировкам подстилающих образований строго оценивается в 1814±59 млн. лет, но привлечение ряда дополнительных данных показывает, что она моложе позднеорогенного вулканогенно-осадочного комплекса этой части Канадского щита (возраст 1800–1850 млн. лет) и наложенного на него и на подстилающие образования этапа повторных преобразований с возрастом около 1750 млн. лет (см. ниже).

Суммируя данные по всем рассмотренным разрезам второго типа, отметим, что в них нижнерифейские отложения отделены резким историко-геологическим рубежом от метаморфического фундамента, сложенного архейскими и (или) афебийскими супракрустальными и глубинными образованиями. В формировании этого фундамента в конце афебия устанавливается определенная цепь событий, которая с той или иной степенью определенности и полноты вырисовывается в каждом из рассмотренных регионов (см. рис. 6). Важнейшим ее звеном были тектоно-магматические процессы, проявившиеся около 1950±50 млн. лет назад (деформации, метаморфизм, а обычно и гранитизация). Дальнейшая эволюция дорифейского фундамента в рассмотренных регионах была связана с образованием крупных расколов и приуроченных к ним зон низкотемпературных диафторитов с метасоматическими преобразованиями пород, а местами, возможно, и с интрузивным магматизмом с возрастом около 1850±50 млн. лет. Дорифейский этап развития завершился омоложением Rb-Sr и K-Ar систем минералов и затем – по крайней мере в платформенных областях – замиранием тектонической активности, что фиксируется по развитию площадной коры выветривания. Накопление нижнерифейских толщ в описанных регионах происходило в рамках совершенно нового структурного плана.

Рассмотренный тип соотношений наблюдается не только в Евразии и Северной Америке. Такие же геологические соотношения уже давно были описаны в Антиатласе, а последняя сводка радиогеохронологических данных, полученных изохронным Rb-Sr методом (Charlot, 1976), показывает, что в дорифейском

фундаменте этого региона выделяется два этапа магматизма. С первым связаны граниты, датировки которых составляют 2031±40–2000±90 млн. лет, и граниты, связанные с мигматитами, – 1973±25 млн. лет. Ко второму этапу относится внедрение лейкократовых гранитов и гранитов, датированных 1835±15–1735±32 млн. лет, а также наложенные термальные воздействия, возраст которых на основании интерпретации Rb-Sr (в том числе изохронных) и K-Ar определений устанавливается в 1840–1740 млн. лет. Принципиально такие же соотношения нижнерифейских и подстилающих их образований наблюдаются в Северной Австралии вне зон развития позднеафебийских вулканогенных моласс, характерных для третьего типа разрезов пограничных горизонтов афебия и рифея.

СООТНОШЕНИЯ ТРЕТЬЕГО ТИПА

Этот тип соотношений наблюдается на северо-западе Канадского щита в бассейне озер Бейкер, Дюбонт и Большого Медвежьего, в Прибайкалье, в Учуро-Майском регионе, на севере, северо-западе и на крайнем юге Австралии и в Центральной Африке. В этих регионах между нижнерифейскими отложениями и дорифейскими метаморфическими и интрузивными комплексами вклиниваются неметаморфизованные вулканогенно-обломочные и обломочные орогенные толщи. Появление этих неметаморфизованных, слабо дислоцированных толщ, на первый взгляд, делает вопрос о месте важнейшего историко-геологического рубежа в разрезах данного типа не столь очевидным, как в двух предыдущих. Наиболее ясный материал для решения этого вопроса дают канадские разрезы.

В бассейне оз. Бейкер в пределах восточной ветви провинции Черчилл (рис. 1) дорифейский кристаллический фундамент представлен гудзонскими синтектоническими гранитоидами, афебийскими метаморфическими толщами и значительно более широко распространенными архейскими глубинными и супракрустальными образованиями, в той или иной мере переработанными в ходе гудзонской складчатости (Donaldson, 1965; Stockwell e.a., 1970; Fraser e.a., 1970; Davidson, 1972). Возраст гудзонских гранитоидов данного участка определен только K-Ar методом по слюдам и равен 1730–1840 млн. лет. В смежных районах провинции Черчилл аналогичные гранитоиды и пегматиты имеют изохронный Rb-Sr возраст 1890–1975 млн. лет, изохронный U-Pb возраст – 1880–1930 млн. лет; K-Ar возраст их слюд и амфиболов обычно составляет 1800–1980 млн. лет (Wanless e.a., 1968; Sinha, 1970; Baadsgaard, Godfrey, 1972; Sassano e.a., 1972, 1974).

На метаморфическом фундаменте в районе оз. Бейкер резко несогласно залегает мощная (более 5 км) толща красноцветных полимиктовых песчаников и подчиненных им в нижней части грубых (вплоть до валунных) конгломератов с гальками кристаллических пород. Эта толща (формации Саус-Ченнел и Казан), выполняющая глубокий прогиб, слабо дислоцирована и с небольшим угловым несогласием перекрывается вулканогенными толщами, которые на значительной территории западнее залегают прямо на фундаменте (см. рис. 1). Это трахиты, ортофиры, дациты, подчиненные лампрофиры и туфы, а в верхней части и полимиктовые песчаники (формации Кристофер-Айленд и Питц) общей мощностью 150–200 м.

Изохронный Rb-Sr возраст вулканитов 1824±4 млн. лет; он совпадает с наиболее древними K-Ar датировками валовых проб этих пород (1570–1835 млн. лет). Сиениты, являющиеся гипабиссальной фацией ортофиров, по слюдам K-Ar методом датируются 1670–1775 млн. лет (Wanless e.a., 1966, 1967; Wanless, Lowering, 1972). На основании изложенного можно заключить, что возраст вулканитов Кристофер-Айленд и Питц близок к 1820–1830 млн. лет, а подстилающие их обломочные толщи не могут быть древнее 1880–1900 млн. лет.

На все перечисленные образования и на их кору выветривания налегает формация Тилон – мономиктовые кварцевые песчаники, которым в нижней части подчинены конгломераты, в верхней – алевролиты и аргиллиты, а у кровли – и

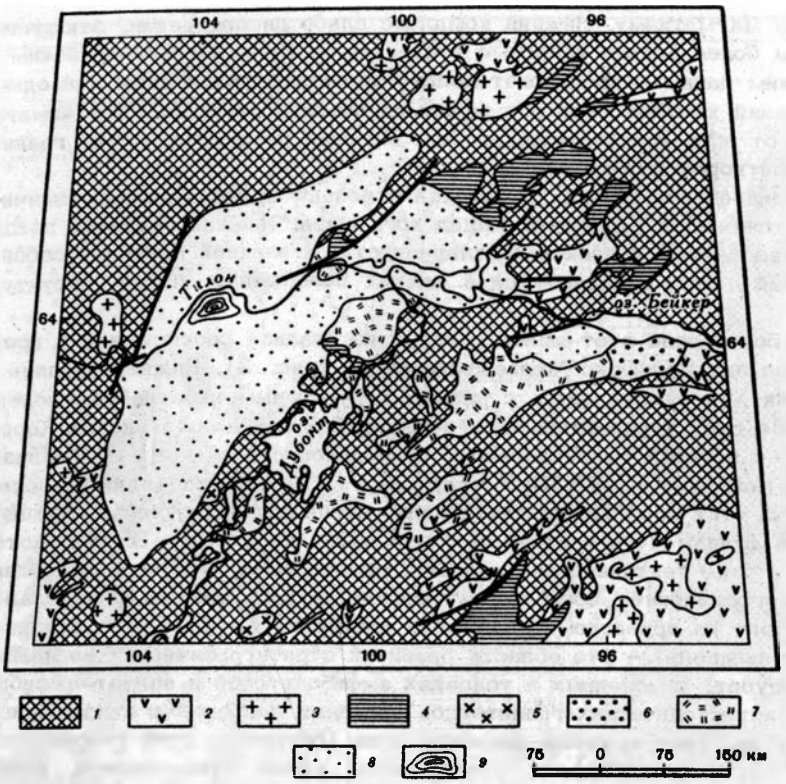


Рис. 1. Схема геологического строения бассейнов озер Дубонт и Бейкер (по Geological map of Canada, 1968; несколько упрощено)

1 – гнейсы архея и, возможно, афебия; 2 – метавулканиты архея; 3 – архейские гранитоиды; 4 – метаосадочные серии афебия; 5 – афебийские граниты; 6,7 – формации верхнего афебия: 6 – Саус-Ченнелл и Казан, 7 – Кристофер-Айленд и Питц; формации нижнего рифея: 8 – Тилон, 9 – Карлсвелл

пачки доломитов. K-Ar возраст основных даек, прорывающих тилонские песчаники, 940–1445 млн. лет. Приведенные значения, датировки дотилонских пород и региональные сопоставления определяют нижнерифейский возраст формации Тилон.

Формация Тилон, рассмотренные ранее формации Атабаска и Карлсвелл и другие одновозрастные толщи смежных регионов представляют собой эрозионные останцы некогда единого нижнерифейского осадочного чехла, покрывавшего северо-западную часть Канадского щита (Fraser e.a., 1970; Семихатов, 1974, рис. 49). Их типоморфные признаки – олигомиктовый или мономиктовый кварцевый состав, присутствие в цементе каолинита, плавные изменения фаций и мощностей, общая трангрессивная направленность разреза и накопление в обширном морском бассейне в стабильных тектонических условиях.

Что же касается дотилонских формаций Саус-Ченнел, Казан, Кристофер-Айленд и Питц, то они и одновозрастные им формация Мартин северного побережья оз. Атабаска, серия Нонечо южной части дистрикта Маккензи, серия Эт-Тен Большого Невольничьего озера и другие входят в состав принципиально иного комплекса отложений (Donaldson, 1967; Stockwell e.a., 1970; Fraser e.a., 1970; Hoffman e.a., 1970). Он отличается полимиктовым, обычно литокластическим составом обломочных пород, резкими фациальными изменениями, накоплением в субаэральной обстановке в обособленных депрессиях при нестабильном тектоническом режиме. Резко контрастны эти комплексы также по их отношению к заключительным фазам гудзонских движений и позднегуд-

зонскому магматизму. Нижний комплекс слабо дислоцирован, заключает в себе кислые и более редкие основные вулканиты и, судя по геологическим и радиологическим данным, предваряет позднегудзонские гранитоиды или одновозрастен им. Верхний комплекс вне зон разломов не дислоцирован; он амагматичен и отделен от всех подстилающих пород, включая позднегудзонские гранитоиды, площадной корой выветривания.

Следовательно, эти два комплекса отвечают принципиально различным этапам тектонического развития Канадского щита. Нижний является позднеорогенным образованием гудзонской складчатости, а верхний начинает собой платформенный чехол, накопившийся в рамках совершенно иного структурного плана.

Еще более ясно этот вывод следует из анализа соотношений в провинции Бэр, в районе Большого Медвежьего озера (рис. 2). Нижнерифейские отложения серии Хорнби-Бей здесь с резким структурным несогласием перекрывают различные структурно-фациальные зоны афебийской геосинклинали Коронейшн, замыкание которой было связано с гудзонской складчатостью (Hoffman, 1969; 1973a; Hoffman e.a., 1970; Fraser e.a., 1972). В сложении наиболее восточной из этих зон (миогеосинклиналь) принимают участие архейский метаморфический фундамент и осадочные толщи афебийской серии Эпуорт, которые залегают в ряде тектонических пластин, разделенных пологими надвигами. Восточным ограничением зоны служит полоса выходов той же серии, залегающей в автохтоне на архейском фундаменте провинции Слейв. Более западная зона (эвгеосинклиналь) - это область развития стратиграфических эквивалентов серии Эпуорт, измененных в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, синтектонических гранитоидов (батолит Хепберн) и связанных с ними мигматитов. Третья, самая западная зона (островная дуга геосинклинали Коронейш; Fraser e.a., 1972) в современном срезе представлена кислой вулкано-плутонической ассоциацией, супракрустальные члены которой (серии Эхо-Бей и Камерун-Бей) заключают горизонты конгломератов, вулканокластических песчаников, сланцев и редкие пласты известняков. Основание серий Эхо-Бей и Камерун-Бей неизвестно. Все канадские геологи сходятся на том, что названные серии отражают позднюю орогенную стадию развития геосинклинали Коронейшн и со всех точек зрения сопоставимы с позднеорогенным комплексом провинции Черчилл.

Возраст вулкано-плутонической ассоциации западной зоны оценивается в 1800-1850 млн. лет на основании следующих данных: гранитоиды, залегающие среди серии Эхо-Бей, - 1820±30 млн. лет (U-Pb, циркон), 1765-1845 млн. лет (K-Ar, слюды); вулканиты Эхо-Бей - 1770±30 млн. лет (изохронный Rb-Sr, валовые пробы), 1640-1715 млн. лет (K-Ar, роговая обманка). Метаморфические породы зоны батолита Хепберн имеют K-Ar возраст по слюдам 1785-1825 млн. лет.

Вышележащая серия Хорнби-Бей, обычно налегающая на мощную кору выветривания афебийских образований, в нижней своей части представлена кварцевыми косослоистыми песчаниками и подчиненными им конгломератами (до 1200 м), а в верхней - доломитами и аргиллитами (800-1000м). Нижнерифейский ее возраст определяется тем, что она несогласно налегает на все перечисленные выше образования геосинклинали Коронейшн, прорывается дайками с K-Ar возрастом 1200-1370 млн. лет и хорошо сопоставляется с формациями Атабаска и Карлвелл в провинции Черчилл.

Таким образом, накоплению нижнерифейских отложений на северо-западе Канадского щита предшествовали завершение гудзонской складчатости, пенепленизация и образование площадной коры выветривания. Наиболее поздние (постили позднетектонические) гудзонские гранитоиды провинции Черчилл имеют изохронный Rb-Sr возраст валовых проб 1790-1815 млн. лет (Eade, 1970, 1971; Mukherjee e.a., 1971; Baadsgaard, Godfrey, 1972; Wanless, Lowering, 1972). Те же граниты по валовым пробам и минералам иногда показывают несколько более низкие значения изохронного Rb-Sr возраста, равные 1760± 60 млн. лет, с которыми совпадают полученные тем же методом датировки

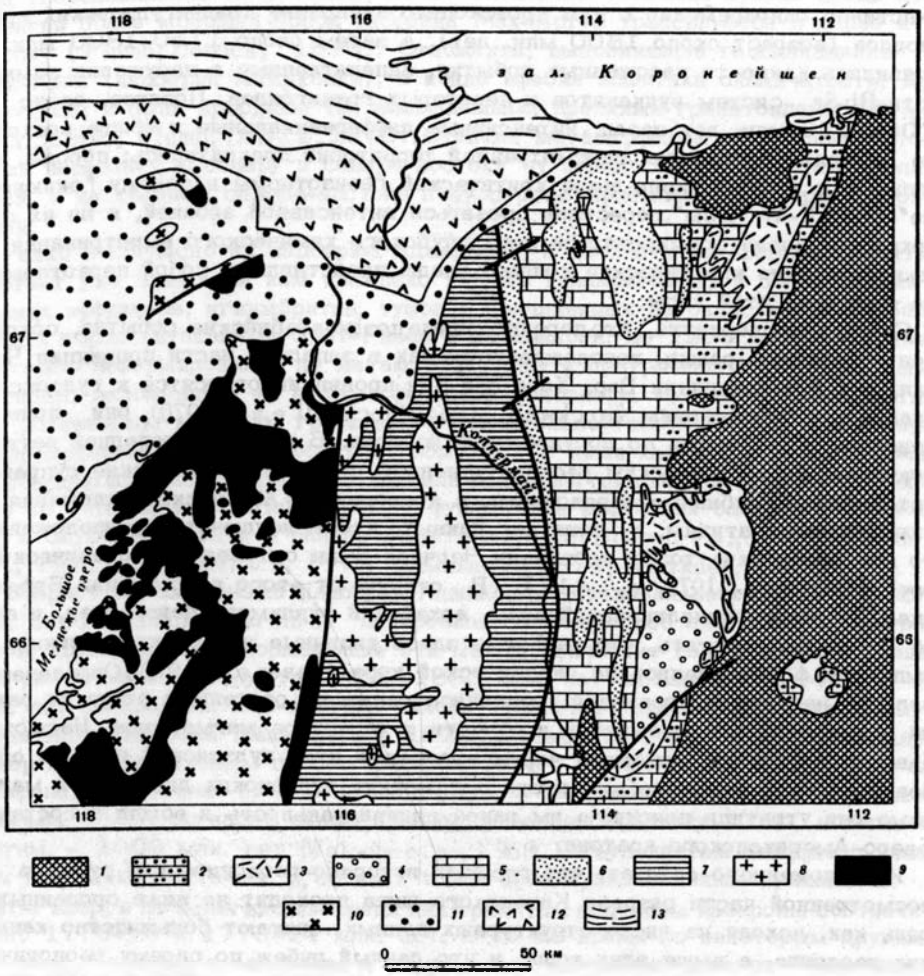


Рис. 2. Схема геологического строения бассейна р. Коппермайн и прилежащих областей (по Hoffman, 1973а; с добавлениями)

1 – архейский фундамент; 2–6 – афебий, серия Эпуорт, формации: 2 – Оджик и Рокнест, платформенные фации, 3 – Риклюз, платформенные фации, 4 – Коулес-Лейк и Тазиюак (2–4 – автохтонная зона), 5 – Оджик и Рокнест, фации континентального склона, 6 – Риклюз, обломочные фации континентального склона (5–6 – зона пологих надвигов); 7 – афебий, метаморфические аналоги верхней части серии Эпуорт (зона батолита Хепберн); 8–10 – афебий, верхняя часть: 8 – мезозональный гранодиоритовый плутон Хепберн, 9 – серии Эхо-Бей и Кашерун-Бей, 10 – эпизональные плутоны Большого Медвежьего озера (9–10 – зона плутонов Большого Медвежьего озера); 11 – нижний рифей – серии Хорнби-Бей и Дизмол-Лейк, нерасчлененные; 12 – средний рифей, серия Коппермайн-Ривер; 13 – верхний рифей, нижняя часть, серия Рей

вулканитов Эхо-Бей и Эмиск – соответственно 1770±70 и 1775±89 млн. лет. Судя по соотношениям этих вулканитов с позднегудзонскими гранитоидами и по датировкам цирконов серии Эхо-Бей, два последних значения не отражают действительный возраст пород, будучи несколько омоложенными. Точно так же омоложена главная масса K-Ar датировок дорифейских пород провинций Черчилл и Бэр, но все же эти датировки обычно превосходят 1700–1750 млн. лет (Stockwell, 1968; Stockwell e.a., 1970).

Приведенные данные показывают, что в северо-западной части Канадского щита после накопления вулканогенных моласс (возраст 1850–1800 млн. лет)

и частично одновременно с ним происходило внедрение позднегудзонских гранитоидов (возраст около 1800 млн. лет), а затем около 1750–1800 млн. лет проявились какие-то наложенные события, запечатленные в нарушении замкнутости Rb-Sr систем вулканитов и некоторых гранитоидов. Позднее, около 1700–1750 млн. лет назад, интенсивные дифференциальные и общие восходящие движения в пределах рассмотренной территории прекратились: породы, выведенные к тому времени выше критической геоизотермы и потому "включившие" свои K-Ar "часы", перестали срезаться интенсивной эрозией, и на их поверхности начала формироваться кора глубокого химического выветривания. Нижнерифейские кластические толщи Канады представляют собой переотложенные продукты этой коры.

Следует подчеркнуть, что перечисленные позднеафебийские события, сохраняя свои возрастные рамки, прослеживаются как в западной части провинции Черчилл, так и в провинции Бэр. Хотя обе эти провинции относятся к гудзонским складчатым сооружениям (Stockwell, 1964; Stockwell e.a., 1970), они принципиально различаются по догудзонской истории. В пределах западной ветви провинции Черчилл широким распространением пользуются архейские супракрустальные и глубинные образования, а доорогенные афебийские отложения, по существу, амагматичны, и "пока нет данных, чтобы исключить предположение, что все афебийские толщи провинции Черчилл были отложены на сиалической коре" (Davidson, 1972, с. 417). В отличие от этого в провинции Бэр, к западу от миогеосинклинальной зоны, архейский фундамент неизвестен, и есть все основания полагать, что развитые здесь типичные эвгеосинклинальные комплексы формировались на океанической коре (Fraser e.a., 1972). Определенные различия названных провинций проявились также на орогенном этапе их развития и выразились в масштабах и отчасти в характере магматизма. Несмотря на все эти отличия, основные черты и главный итог гудзонской истории обеих провинций были одинаковыми: после завершения гудзонских движений и магматизма они утратили присущую им ранее индивидуальность и вошли в состав Северо-Американского кратона.

Из изложенного следует, что главный историко-геологический рубеж в рассмотренной части разреза Канадского щита проходит не ниже орогенных толщ, как, исходя из чисто структурных данных, считают большинство канадских геологов, а выше этих толщ, и что данный рубеж по своему геологическому смыслу и возрасту отвечает нижней границе рифея в Евразии (Семихатов, 1972, 1973, 1974).

Весьма показательный пример представляет собой Центральная Африка, хотя обычно контакты афебия и нижнего рифея здесь и осложнены разломами. Тем не менее отчетливо вырисовывается, что интракратонная кибарская геосинклиналь, выполненная породами нижнерифейской надсерии Кибара, под прямым углом сечет простирания позднеафебийского складчатого пояса Рузиди-Убенди и развитого на его юго-западном фланге складчатого комплекса кварцевых порфиров и игнимбритов, с которыми тесно ассоциируют аляскитовые граниты (Cahen, Lepersonne, 1967; Choubert, Faure-Muret, 1968; Шуберт, Фор-Мюре, 1973). Синтектонические граниты пояса Рузиди-Убенди имеют изохронный Rb-Sr возраст около 2000–2100 млн. лет, а K-Ar возраст упомянутых аляскитовых гранитов – 1790–1850 млн. лет (мусковит). Принадлежность серии Кибара к нижнему рифею определяется, с одной стороны, по ее стратиграфическому положению выше перечисленных образований пояса Рузиди-Убенди и, видимо, выше гранитов, имеющих U-Pb и Rb-Sr возраст 1750 и 1850 млн. лет, а с другой стороны, – по ее вовлечению в кибарскую складчатость, возраст которой по согласующимся значениям изохронных Rb-Sr и U-Pb график (конкордии) датировок оценивается в 1300 млн. лет (Cahen e.a., 1967).

Соотношения нижнего рифея с подстилающими образованиями, наблюдаемые в Австралии, очень близки к описанным в Канаде. Лучше всего они выражены в северной части материка. Здесь в афебии развивалась система геосинклинальных прогибов, которая наиболее полно вскрыта на западе полуострова Арнем-

ленд (геосинклиналь Пайн-Крик), но по отдельным выходам афебия среди поля развития более молодых пород бассейна Мак-Артур трассируется и далее к востоку (Plumb, Derrick, 1976). Отложения, выполняющие геосинклиналь Пайн-Крик (надсерия Аджиконди), в конце афебия испытали складчатость, метаморфизм и были прорваны так называемыми древними гранитоидами (Walpole e.a., 1968; Plumb, Derrick, 1976). Степень метаморфизма афебийских отложений нарастает к северу и северо-востоку от зеленосланцевой до амфиболитовой, а на крайнем северо-востоке полуострова Арнемленд и до гранулитовой фации.

Резко несогласно на надсерию Аджиконди, а иногда и на древние граниты налегает уже знакомый нам комплекс кислых (липаритовых) и более редких средних эффузивов, игнимбритов, туфов и подчиненных литокластических обломочных пород (вулканиты Эдит-Ривер и их аналоги, до 1200 м). Эти отложения слабо деформированы, не метаморфизованы и приурочены к обособленным прогибам, наложенным на метаморфическое основание. Вулканиты комагматичны так называемым молодым гранитам, в значительной своей части представленными порфировидными разностями, и образуют с ними характерную вулкано-плутоническую ассоциацию. Ее представители известны также в ряде пунктов к востоку от геосинклинали Пайн-Крик, в фундаменте рифейских бассейнов Мак-Артур и Саус-Николсон и в районе Маунт-Айза (McDougall e.a., 1965; Richards e.a., 1966; Plumb, Derrick, 1976; Семихатов, 1974; Борукаев, 1975).

Возраст метаморфизма надсерии Аджиконди устанавливается в 1944±75 млн. лет по изохронным Rb-Sr датировкам валовых проб анатектических гранитов. Дискордантно прорывающие эти метаморфические толщи древние граниты тем же методом датируются 1820-1830 млн. лет на западе и 1843±83 млн. лет на крайнем юго-востоке района (хребет Мёрфи); сходные граниты в фундаменте бассейна Мак-Артур - 1825±25 млн. лет. Для вулканитов Эдит-Ривер по трем валовым пробам получена Rb-Sr изохрона 1750 млн. лет, а изохрона, построенная по этим вулканитам и по залегающим среди них гипабиссальным телам, согласно одним данным, отвечает возрасту 1750, а согласно другим, - 1800 млн. лет (Walpole e. a., 1968). По вулканитам Клиффдейл, развитым несколько восточнее и, со всех точек зрения, аналогичным вулканитам Эдит-Ривер, и по залегающим среди них гранитам получены изохроны соответственно 1770±20 и 1773±24 млн. лет. В то же время по некоторым другим молодым гранитам и входящим в их комплекс сиенитам имеются более низкие значения изохронного Rb-Sr возраста - соответственно 1710 млн. лет (валовые пробы) и 1725 млн. лет (валовые пробы и минералы). K-Ar возраст древних гранитов - 1580-1840 млн. лет, сиенитов - 1715 млн. лет (Compston, Arriens, 1968; Walpole e.a., 1968; Plumb, Derrick, 1976).

Таким образом, возраст ранней интрузивной фазы рассмотренного магматического комплекса около 1825-1850 млн. лет, вулкано-плутонической ассоциации - 1750-1800 млн. лет, а наиболее поздних сиенитов и гранитов - 1710-1725 млн. лет. Возможно, что в дальнейшем оценка возраста вулкано-плутонической ассоциации будет увеличена, так как соотношения последней с гранитами, датированными 1843±83 млн. лет, еще требуют уточнения (Plumb, Derrick, 1976).

Нижнерифейские отложения, выполняющие бассейн Мак-Артур, с несогласием перекрывают и породы вулкано-плутонической ассоциации, и предшествующие ей метаморфические образования (рис. 3). В самом общем виде в этих отложениях может быть выделено две части. Нижняя, местами выпадающая из разреза, представлена главным образом песчаниками кварцевого и полевошпат-кварцевого состава, подчиненными конгломератами, алевролитами, горизонтами основных и средних вулканитов и более редких доломитов (серия Тоуалла, одновозрастная ей серия Кетрин-Ривер и их аналоги, до 6000 м). Верхняя часть нижнерифейских отложений бассейна Мак-Артур (серия Мак-Артур, сопоставляемая с ней серия Маунт-Ригг и их эквиваленты, до 5500 м) представляет собой крупный трансгрессивный ритм, который начинается относительно маломощными кварцевыми песчаниками, а завершается мощными доломитовы-

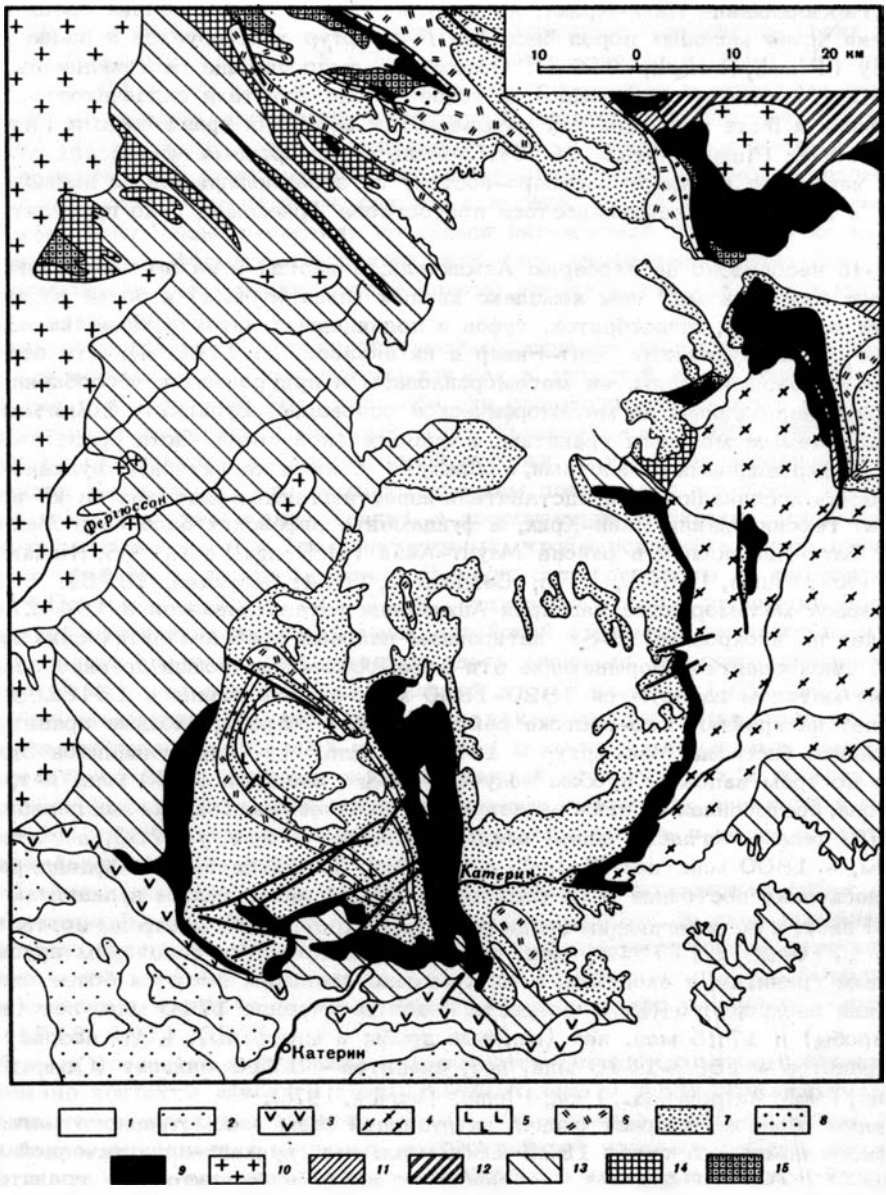


Рис. 3. Геологическая карта района г. Катерин (по Walpole, e.a., 1968; упрощено)

1 – мезозой и кайнозой; 2 – палеозой; 3 – вулканиты Антрим-Плато, кембрий (?) – терминальный рифей (?); 4–8 – нижний рифей: 4 – гранофировые адамелиты Грайс-Крик, 5–8 – серия Катерин-Ривер (5 – горизонты основных вулканитов, 6 – горизонты средних и подчиненных кислых вулканитов, 7 – песчаники и конгломераты формации Комболджи, 8 – кварцевые граувакки, конгломераты пачки Каррунди); 9–15 – афебий: 9 – вулканиты Эдит-Ривер (включая песчано-конгломератовые пачки), 10 – гранитоиды, 11–12 – серия Саус-Аллигейтор (11 – формация Куплин – углеродистые алевролиты, брекчии, 12 – формация Фишер-Ривер – алевролиты, граувакки), 13 – серия Финис-Ривер, формация Баррел-Крик – граувакки, кварцевые граувакки, конгломераты, известковистые граувакки, 14–15 – серия Гудпарла (14 – формация Голден-Дайк – доломитовые углеродистые аргиллиты, алевролиты, кремни, доломиты, 15 – формация Мессон – алевролиты, углеродистые алевролиты, кварцевые граувакки)

ми или сланцево-доломитовыми толщами (McDougall e.a., 1965; Walpole e.a., 1968; Plumb, Brown, 1973), содержащими *Conophyton garganicum* Kor. и другие строматолиты (Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, 1972).

Принадлежность серий Тоуалла, Мак-Артур и их аналогов к нижнему рифею определяется стратиграфическим положением этих серий и следующими радиологическими датировками. По гипабиссальным фациям вулканитов, венчающих разрез серии Тоуалла, получен изохронный Rb-Sr возраст 1600 млн. лет (валовые пробы), тогда как глауконит из нижележащей части серии тем же методом датируется 1473±56 млн. лет, K-Ar возраст этого глауконита 1540–1640 млн. лет, Rb-Sr возраст по отдельным образцам – 1495–1605 млн. лет. Модельный возраст Pb из карбонатной части серии Мак-Артур – 1560 млн. лет, а глауконита из вышележащей серии Рёпер, по K-Ar и Rb-Sr определениям соответственно 1145–1300 и 1270–1890 млн. лет (McDougall e.a., 1965; Compston, Arriens, 1968; Plumb, Derrick, 1976).

В разобранном примере позднеафебийский кислый вулкано-плутонический комплекс пользуется сравнительно ограниченным распространением на площади, будучи приуроченным к отдельным, наиболее мобильным участкам фундамента рифейских бассейнов Мак-Артур и Саус-Николсон (Dunn e.a., 1966; Walpole e.a., 1968). Иную картину представляет собой бассейн Кимберли, расположенный на одноименном полуострове в северо-западной Австралии. Здесь формационный аналог вулканитов Эдит-Ривер – серия Кимберли – выстилает обширную (380×400 км) пологую мульду. Основанием серии служат отделенные от нее несогласием архейские (?) вулканогенно-терригенные отложения и их метаморфические производные – метаморфиты Тикалара, измененные в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации (Dow, Gemuts, 1967, 1969; Gellatly e.a., 1974). Граниты, одновременные с метаморфизмом Тикалара, имеют изохронный Rb-Sr возраст 1961±27 млн. лет. Серия Кимберли – очень мощная, до 12000 м (Plumb, Derrick, 1976), красноцветная толща эффузивов и туфов липаритового и реже дацитового состава, подчиненных им туфоконгломератов, полимиктовых песчаников, а в верхней части и валунных конгломератов, характерно присутствие игнимбритов. Эффузивные породы заключают множество гипабиссальных тел, в число которых входят порфиры Кастпраф-Хилл, а по последним данным, и очень широко распространенные порфировидные граниты и гранодиориты Боу-Ривер (Plumb, Derrick, 1976), ранее считавшиеся более древними, чем вулканиты (Dow, Gemuts, 1967, 1969). По образованной перечисленными породами вулкано-плутонической ассоциации имеется ряд изохронных Rb-Sr определений возраста: для гранитоидов Боу-Ривер в разных районах их развития – 1854±14, 1874±32 и 1880±50 млн. лет; для вулканитов Уайтуотер – 1820±20 и (по образцам, взятым вблизи крупного разлома) 1940±110 млн. лет. Следовательно, возраст этой ассоциации близок к 1820–1880 млн. лет и совпадает с возрастом древних гранитов более северных районов континента. Следует отметить, что до недавнего времени австралийские геологи сопоставляли серию Уайтуотер бассейна Кимберли с вулканитами Эдит-Ривер и их аналогами в бассейне Мак-Артур, опираясь на аналогию их стратиграфического положения и состава. Приведенные выше радиогеохронологические данные, по мнению К. Пламба и Дж. Деррика (Plumb, Derrick, 1976), доказывают, что серия Уайтуотер несколько древнее, чем Эдит-Ривер. Нужно, однако, помнить, что наиболее древняя датировка названной серии, в значительной мере определяющая этот вывод К. Пламба и Дж. Деррика, получена по породам, лежащим вблизи зоны разломов, и несколько противоречит другим цифрам; по мнению получивших ее исследователей; она нуждается в подтверждении. Поэтому здесь мы не придаем ей значения при установлении возраста серии Уайтуотер.

Вулканогенные породы этой серии не завершают разрез позднего афебия бассейна Кимберли. На них, отделяясь небольшим несогласием, залегает мощный (до 5,5–6 км), преимущественно терригенный трехчленный комплекс (серии Спиуа, Кимберли и Бастион), нижняя и верхняя части которого распространены только по восточной и (серия Спиуа) по юго-западной окраине бассейна,

а средняя оказывается наиболее выдержанной. В сложении этого комплекса принимают участие кварц-полевошпатовые, кварцевые, реже - аркозовые песчаники, подчиненные им конгломераты, граувакки, алевролиты, горизонты основных и кислых эффузивов, а в верхней части, кроме того, карбонатные породы. Содержащиеся в последних строматолиты с некоторой долей условности определялись как *Kussiella* sp. (Cloud, Semikhatov, 1969); но, видимо, они принадлежат к новой группе *Kussoidella*. (см. гл. IX).

Рассматриваемые толщи вмещают огромные по протяженности и по мощности (до 2000 м) силлы долеритов. Они локализуются в сериях Кимберли и Спиуа, но возможно, что и серия Бастион предшествовала им (Plumb, Derrick, 1976). Изохронный Rb-Sr возраст гранофировых дифференциатов этих долеритов 1800±25 млн. лет, а глинистых пород серии Бастион 1789±58 млн. лет. Характерно, что неизохронные Rb-Sr датировки пород серий Уайтуотер, Спиуа, Кимберли и Бастион, а также их K-Ar определения лежат за минимальным возрастным пределом этих отложений, составляя соответственно 1790-1700 и 1700-1540 млн. лет (Compston, Arriens, 1968; Plumb, Derrick, 1976). Видимо, они являются отражением каких-то наложенных воздействий, по времени совпадавших с магматизмом в фундаменте бассейна Мак-Артур.

Нижнерифейские отложения в бассейне Кимберли выделяются лишь условно (кварцевые песчаники Коломбо, отделенные размывом от нижележащих толщ); более определенно они устанавливаются на расположенном восточнее блоке Стерт (Семихатов, 1974), где к нижнему рифею по стратиграфическому положению относятся кварцевые песчаники Маунт-Паркер (150-300 м) и налегающие на них доломиты Бангл-Бангл (до 1400 м). Эти отложения залегают несогласно на красноцветных аркозах Ред-Рок (аналог серий Спиуа и Кимберли) и на предшествующих им гранитоидах. Характерно, что нижнерифейские отложения блока Стерт не испытывают заметных фациальных изменений вблизи тех разломов, которые контролировали распределение мощностей и фаций слоев Ред-Рок (Dow, Gemuts, 1967). В пределах блока Стерт позднеафебийские образования лишены вулканогенных пород. Последние вновь появляются в разрезе несколько восточнее рассмотренных районов, на северном склоне массива Те-Гренитс-Танами. Здесь кислые вулканиты ассоциируют с литокластическими обломочными породами, образуя вместе с ними мощную (до 4800 м) формацию Маунт-Винник, отделенную несогласием как от более древних отложений афебия и архея, так и от вышележащих нижнерифейских карбонатно-терригенных толщ серии Бирриндуду. Rb-Sr возраст глауконитов из нижней части этой серии - 1400-1600 млн. лет, тогда как сами вулканиты и комагматичные им гранофиры имеют изохронный Rb-Sr возраст около 1800 млн. лет соответственно по валовым пробам и по валовым пробам и минералам (Hodgson, 1975; Blake e.a., 1975) и являются, таким образом, одновозрастными с вулканитами Эдит-Ривер полуострова Арнемленд.

Суммируя материал по Северной и Северо-Западной Австралии, отметим, что здесь после регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, произошедших около 1950 млн. лет назад, в интервале времени от 1880-1850 до 1700-1750 млн. лет назад, происходило формирование двух тесно связанных комплексов: кислого вулкано-плутонического и пестроцветного обломочного, - отдельные члены которых были неравномерно распределены в пространстве и во времени (см. рис. 6). В начале указанного отрезка геологической истории магматическая деятельность концентрировалась в бассейне Кимберли и проявлялась как в эффузивной, так и в интрузивной фациях, а на полуострове Арнемленд в то же время происходило лишь внедрение древних гранитов, по массе не сравнимых с гранитами Боу-Ривер. Позднее в первом из этих районов вулканизм уступил место осадочным процессам, отличавшимся общей трансгрессивной направленностью и необычно высокой для докембрия скоростью осадконакопления. Примерно в то же время и позднее в северных районах происходило формирование вулкано-плутонического комплекса и связанных с ним грубообломочных толщ, а затем внедрение поздних гранитов и сиенитов. Все эти образования отделены принципиальным геологическим рубежом от вышеле-

жащих отложений, которые принадлежат нижнему рифею (Семихатов, 1972, 1973, 1974; Келлер, 1973а,б; Борукаев, 1975). Эта граница разделяет карпентарий австралийской шкалы на две неравные по объесу части.

Обращаясь к сибирскому материалу, отметим, что в Северо-Западном Прибайкалье располагается едва ли не самый протяженный так называемый Северо-Байкальский пояс позднеафебийских вулканогенных моласс и сопровождающих их интрузивных образований (Мануйлова и др., 1964; Мац, Бухаров, 1967; Мац и др., 1968; Бухаров, 1973). Этот пояс, сложенный вулканогенно-обломочной акитканской серией и ирельскими гранитами, протягивается с севера на юг на 540-550 км (рис. 4) в зоне сочленения афебийской складчатой области со стабильным массивом того времени. Далее к югу он подставляется 500-километровой полосой выходов гранитов приморского комплекса - интрузивных аналогов развитой севернее вулкано-плутонической ассоциации (Бухаров, 1973).

Фундамент пояса слагают глубоко метаморфизованные, частично мигматизированные толщи афебия и (или) архея, прорванные синтектоническими (угоканскими, куандинскими) и позднетектоническими (кодарскими) гранитоидами. Их возраст оценивается в 2000-2100 млн. лет на основании повторяющихся максимальных значений K-Ar датировок слюд и амфиболов (2130-1900 млн. лет) и изохронного Rb-Sr определения (2100±60 млн. лет) так называемых татарниковских гранитов, геологически близких ранним фазам кодарских. По субстрату названных гранитоидов (укучиктинская серия) изохронным Rb-Sr методом получено значение 1560±80 млн. лет, отражающее более поздние процессы (Геохронология докембрия..., 1968; Мануйлова, 1973).

Строение орогенного комплекса Северо-Байкальского пояса несколько различно в его разных частях. На севере, в Акитканском хребте нижняя часть акитканской серии - домугдинская свита В.Д. Маца и А.А. Бухарова (1967) - представлена мощной (до 2 км и более) толщей эффузивов трахиандезитового, трахилипаритового и трахитового составов, подчиненных им туфов, аркозовых песчаников и алевролитов. В этих вулканитах заключены тела граносиенит- и гранодиорит-порфиров, тождественных интрузиям первой фазы ирельского комплекса (Бухаров, 1973). На домугдинской свите, а местами и на подстилающих ее образованиях (Дольник, Никольский, 1974) залегает чайская свита (до 2,5-3,0 км) - пестроцветные полимиктовые и аркозовые песчаники, более редкие конгломераты, алевролиты, кислые и иногда основные вулканиты, образующие быстро выклинивающиеся тела. В одном месте среди вулканогенных пород свиты обнаружены линзы строматолитовых доломитов, содержащих *Stratifera* cf. *flexurata* Kom. и *Segosia* (?) *minija* Doln. Ранее отсюда указывали также *Olenia akitkanica* Doln. (Дольник, Никольский, 1974), но теперь это определение пересмотрено (см. гл. VIII настоящей работы).

Южнее, в суженной части пояса, в его сложении доминируют интрузии ирельского комплекса, а на крайнем юге вновь появляются слоистые образования (см. рис. 4). Это пестроцветные полимиктовые песчаники, конгломераты и подчиненные кислые вулканиты (мощностью до 3 км), с одной стороны, и кислые липаритовые эффузивы, их туфы (в том числе игнимбриты) и редкие обломочные пачки (до 2-2,5 км) - с другой. Л.И. Салоп (1964) трактует эти два комплекса пород как последовательные свиты (малокосинскую и хебеленскую) и считает их аналогом дочайских толщ Акитканского хребта, а В.Д. Мац и А.А. Бухаров (1967; Мац и др., 1968; Бухаров, 1973), доказывая наличие фациальных взаимопереходов между названными комплексами, описывают их в составе единой свиты (хибелекской) и сопоставляют с чайской.

Гранитоиды Абчадской интрузии, сопоставляемой с наиболее широко распространенными поздними (второй и третьей) фазами ирельского комплекса, датируются изохронным Rb-Sr методом 1560±80 млн. лет, K-Ar методом по амфиболу - 1660 млн. лет. Изохронный Rb-Sr возраст аналогичных гранитоидов Западно-

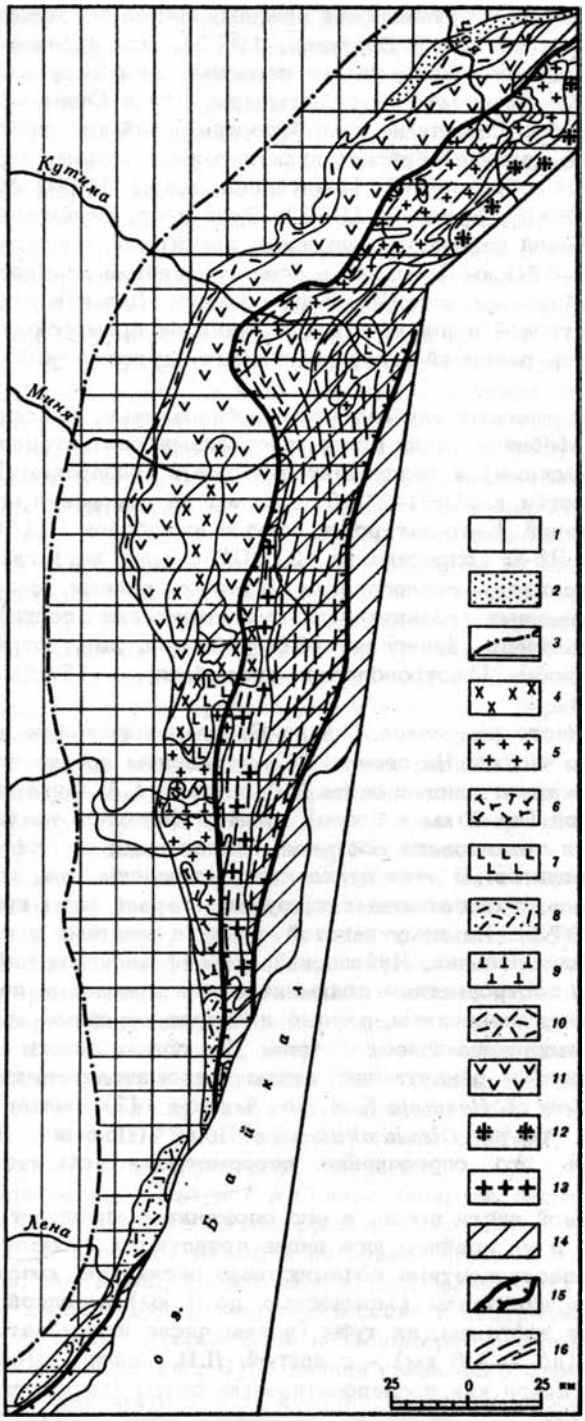


Рис. 4. Схема строения Северо-Байкальского вулканического пояса (по А.А.Бухарову, 1973; упрощено)

1 – среднерифейские и более молодые отложения; 2 – нижний рифей, окунь-ская (на севере) и анайская свиты (на юге) – песчаники, высокоглиноземистые сланцы; 3 – область развития вулканического пояса и его западная граница, установленная по геофизическим данным; 4–11 – афебий: 4–7 – ирельский комплекс (4 – интрузивные образования третьей фазы, 5 – интрузивные субвул-

го Прибайкалья 1700±100 млн. лет, а трахиандезитовых и липаритовых акитканских эффузивов соответственно 1700±35 и 1620±40 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968; Мануйлова, 1973; Бухаров, 1973).

Принимая во внимание комагматичность акитканских эффузивов с ирельскими гранитоидами, можно считать, что минимальный возрастной предел всей вулкано-плутонической ассоциации Северо-Байкальского пояса и связанных с ней отложений равен 1700±35 млн. лет. Имеющиеся палеонтологические данные по чайской свите недостаточны для уверенного суждения о ее возрасте, но не противоречат сделанному заключению (см. гл. VIII).

Рассмотренные образования на крайнем юге и севере пояса перекрыты контрастными по составу отложениями нижнего рифея (окуньская свита на севере и анайская на юге). Для этих отложений, более подробно описанных в гл. V настоящей работы, характерны мономиктовые кварцевые песчаники, сочетающиеся с высокоглиноземистыми сланцами – типичные продукты переотложенной коры глубокого химического выветривания(Головенок, 1964, 1967; Салоп, 1964; Мац и др., 1968; Попов, 1972; и др.). На севере они без видимого несогласия налегают на чайскую свиту и, трансгрессивно перекрывая ее, переходят на домугдинские и на подстилающие их образования, а на юге с конгломератами в основании несогласно перекрывают хибеленские вулканиты (Мац, Бухаров, 1967; Мац и др., 1968; Дольник, Никольский, 1974). Нижнерифейский возраст окуньской и анайской свит доказывается их стратиграфическим положением между верхним архебием (акитканская серия) и средним рифеем (байкальская серия). К-Ar датировка измененного глауконита из верхнеокуньских отложений (1350 млн. лет), видимо, несколько омоложена. Развиваемым Л.И. Салопом (1964; Салоп и др., 1973) представлениям о соответствии анайской свиты акитканским толщам более северных районов противоречат описанные В.Д. Мацем и А.А. Бухаровым структурные соотношения анайских и хибеленских отложений, контрастность минерального состава их терригенных членов и другие данные (см. гл. V).

Вторым местом в Сибири, где вскрыты соотношения интересующих нас комплексов, является юго-западная часть Учуро-Майского региона. Формационные аналоги акитканской серии, выделяемые здесь под названием улканской серии и биридинской свиты, накапливались в асимметричном широтно вытянутом Улканском прогибе (Гамалея и др., 1963; Забродин, 1966; Гамалея, 1968а,б; Константиновский, 1974). Его крутое южное крыло на значительном протяжении определялось Южно-Учурским разломом, отделявшим Джугджуро-Становую зону от Алданского щита, а северное пологое крыло совпадало со склоном Омнинского поднятия фундамента (рис. 5). Разрез улканской серии начинается с локально распространенных кварцевых песчаников, конгломератов и подчиненных им основных эффузивов (топориканская свита, до 200–400 м), выше следуют эффузивы трахиандезитового и трахибазальтового состава с прослоями полимиктовых и аркозовых песчаников и гравелитов (улкачанская свита, 300–400 м), а затем мощная (до 2500 м) толща эффузивов липаритового состава, их туфов, игнимбритов, красноцветных аркозовых плохо сортированных песчаников, конгломератов и аргиллитов (элгетейская свита), венчающая разрез улканской серии. Эти отложения вмещают массив улканских субщелочных гранитоидов.

канические образования второй фазы, 6 – кварцевые порфиры апикальных частей интрузивов второй фазы, 7 – интрузивные образования первой фазы), 8–11 – акитканская серия (8–9 – хибеленская свита: 8 – вулканиты и терригенные породы средней и верхней части, 9 – вулканиты нижней части; 10 – чайская свита – вулканиты, терригенные породы, 11 – домугдинская свита – вулканиты и их гипабиссальные эквиваленты); 12–13 – комплексы гранитоидов: 12 – кодарский; 13 – кочериковский; 14 – метаморфические архебийские и местами архейские образования; 15 – границы краевого шва Сибирской платформы; 16 – метаморфические породы зоны краевого шва

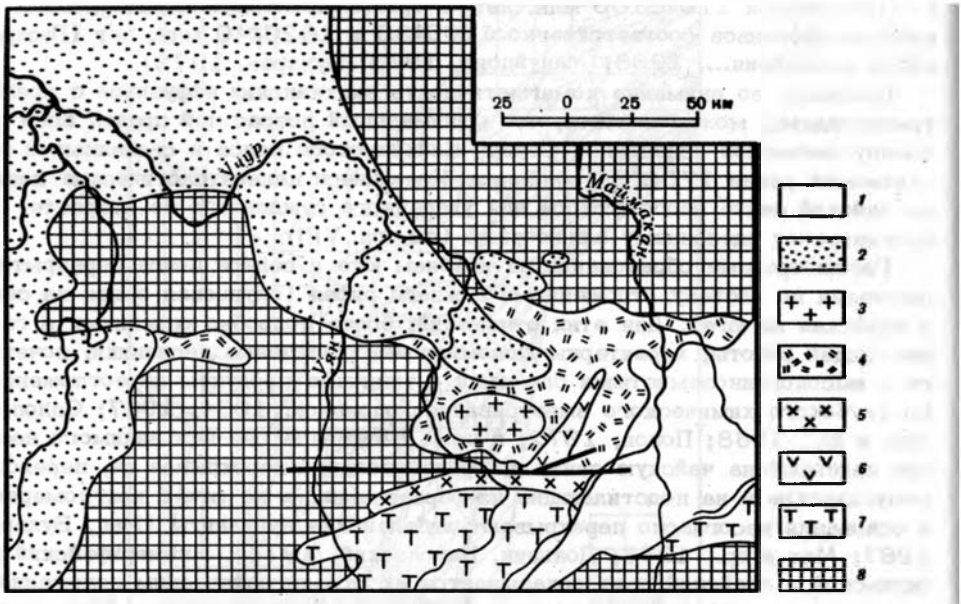


Рис. 5. Схема геологического строения бассейна верхнего течения Учура (со снятым посленижнерифейским осадочным чехлом) (по А.А. Константиновскому, 1974; с изменениями)

1 – вулканогенный мезозой Тихоокеанского пояса; 2 – нижний рифей, учурская серия; 3–6 – афебий: 3 – улканские граниты, 4 – уянско–бириндинский вулканогенно–осадочный комплекс, 5 – гранофировые граниты Южно–Учурского массива, 6 – габбро–диабазы Южно–Учурского массива; 7 – анортозиты Джугджура; 8 – кристаллический фундамент

В кровле вулканогенно–осадочного комплекса залегает бириндинская свита (до 600 м), нижняя часть которой иногда (Гамалея и др., 1969) обособляется в самостоятельную битопскую свиту. Бириндинские (s.l.) отложения представлены грубыми аркозовыми и кварц–полевошпатовыми песчаниками, конгломератами и подчиненными им вулканитами трахиандезитового и иногда липаритового состава. Они с размывом налегают на различные горизонты подстилающих свит, рассеченные мелкими разломами, а по крыльям прогиба выходят и на фундамент и сами несут в себе следы внутренних размывов и перекрытий. В большинстве схем бириндинская свита вместе с трансгрессивно перекрывающей ее так называемой конкулинской свитой объединяется в уянскую серию. Однако имеющиеся сейчас данные говорят против такого объединения (Башарин, 1967; Константиновский, 1974; Комар и др., 1977). Конкулинские песчаники отделены от подстилающих пород важной структурной границей, на широких площадях выходят на архейский фундамент, запечатывая Улканский приразломный прогиб, и представляют собой локально распространенную фацию раннегонамских отложений (см. гл. IV). Последние начинают разрез нижнерифейской учурской серии, выполняющей обширную типично платформенную Учурскую впадину.

В составе учурской серии в одноименной впадине выделяется нижняя часть, сложенная красно– и сероцветными кварцевыми и более редкими полевошпат–кварцевыми песчаниками, подчиненными алевролитами и доломитами (гонамская свита, до 600 м), и верхняя часть, представленная ритмичным чередованием различных терригенных и карбонатных пород (омахтинская и эннинская свиты, до 500 м). По зрелости терригенного материала, амагматичности и широте распространения учурская серия резко контрастирует с улканско–бириндинским комплексом, от которого она отделяется структурной перестройкой и корой выветривания. Характерно, что план распределения фаций и мощностей учурских

отложений автономен и не зависит от структурного плана улканско-биридинского времени. Нижнерифейский возраст названной серии доказывается составом ее строматолитов и микрофитолитов (см. гл. IV), датировками глауконита (1500-1550 млн. лет в нижней и 1400 млн. лет в средней части) и стратиграфическим положением между улканско-уянским комплексом, с одной стороны, и палеонтологически и радиологически доказанными нижними горизонтами среднего рифея - с другой (см. рис. 13).

Данные об изотопном возрасте улканско-биридинского комплекса ограничены. Для улканских эффузивов опубликовано одно U-Pb определение, показавшее по Pb-Pb отношению в цирконе 1840 млн. лет (Тугаринов и др., 1965) и ряд K-Ar цифр, лежащих в пределах 1615-1650 млн. лет. Возраст глауконита из той же свиты по K-Ar определениям составляет 1750 млн. лет (Казаков, Кнорре, 1973). Улканские граниты, локализованные в элгетейской свите, K-Ar методом по биотиту из ранних фаз, датируются 1505-1977 млн. лет (среднее значение 1771±98 млн. лет), а по рибекиту и биотиту из заключительной фазы 1650 и 1600 млн. лет соответственно. U-Pb датировки циркона из этих гранитов при хорошей сходимости в одной пробе, показавшей возраст 1140 млн. лет, явно не согласующийся с геологической позицией массива, оказались резко дискордантными в трех других (Тугаринов и др., 1965; Гамалея, 1968б). Южно-учурская габбро-гранофировая интрузия, считающаяся комагматичной элгетейским эффузивам (Гамалея, 1968а), тем же методом по Pb-Pb отношению датируется 1930±30 млн. лет при сильных расхождениях цифр, полученных по другим отношениям. На основании этих данных Ю.Н. Гамалея (1968б) считает, что возраст рассматриваемых магматических проявлений 1800-1930 млн. лет.

Вместе с тем анализ геологических данных показывает, что накопление улканско-биридинского комплекса началось после завершения этапа повторного высокотемпературного метаморфизма, наложившегося на архейский фундамент Алданского щита. История этого этапа наиболее подробно расшифрована для районов, расположенных к западу от рассматриваемых (Михайлов, 1973; Михайлов, Левченков, 1974; и др.). Здесь установлена следующая последовательность событий: высокотемпературный диафторез (амфиболитовая фация) - биметасоматоз - внедрение гранитов, прорывающих диафториты и биметасоматические диопсидовые породы, - образование диопсидовых жильных метасоматитов. По U-Pb изохронным датировкам ортитов возраст метаморфизма амфиболитовой фации определяется в 1975±65 млн. лет, упомянутых гранитов 1950±55 и 1900±85 млн. лет, жильных метасоматитов 1900±100 млн. лет. K-Ar изохронный возраст флогопита и амфибола из этих метасоматитов 1895±55 млн. лет, из биметасоматитов 2150±220 млн. лет (Михайлов, Левченков, 1974). В общей схеме эволюции кристаллических комплексов Алданского щита, установленной Д.А. Михайловым и его соавторами, улканско-биридинские отложения, видимо, отвечают этапу образования крупных расколов и внедрения гранит-пегматитов, начало которого отстоит от нас примерно на 1850±±50 млн. лет.

В свете изложенного, вероятно, именно эта цифра - 1850±50 млн. лет - должна рассматриваться как максимальный возрастной предел улканско-биридинского комплекса. Его минимальный возрастной предел на основании прямых данных оценивается в 1650 млн. лет по K-Ar датировкам заключительных фаз Улканского массива, внедрение которого относят либо к предбиридинскому (Гамалея, 1968а,б), либо, что кажется более убедительным, к предконкулинскому времени (Константиновский, 1974). Привлечение косвенных данных - материалов по геохронологически лучше изученным более западным районам Алданского щита - позволяет думать, что магматизм Улканского прогиба завершился около 1700-1750 млн. лет назад: именно к этому времени в центральной части щита относятся последние предрифейские магматические породы - гранит-пегматиты, имеющие K-Ar и U-Pb возраст соответственно 1750±±50 и 1700±120 млн. лет (Михайлов, 1973; Михайлов, Левченков, 1974).

На Балтийском щите, согласно последним сводкам по магматической геологии и геохронологии (Лобач-Жученко и др., 1972; 1974; Кратц и др., 1974), в рассматриваемое время происходили следующие главные события: 1 – раннесвекофенский синтектонический гранитоидный магматизм с возрастом около 1900 млн. лет, который локализовался главным образом в свекофенидах, по крайней мере местами предшествуя ультраметаморфизму, но нашел свое отражение и в карелидах (Кольско-Норвежская зона); 2 – позднесвекофенский позднетектонический гранитоидный магматизм с возрастом около 1800 млн. лет, который проявился (хотя и с разной интенсивностью) почти по всей территории щита и в свекофенидах был тесно связан с ультраметаморфизмом; 3 – формирование кислой вулкано-плутонической ассоциации с возрастом около 1750–1700 млн. лет, наиболее яркими представителями которой являются порфиры и граниты Смоланд Юго-Восточной Швеции и субиотний, или серия Дала Далекарлии.

Вулканогенные члены субиотния и одновозрастных комплексов Балтийского щита ассоциируют с красноцветными конгломерато-песчаными отложениями и вместе с ними, как подчеркнул А.А. Богданов (1967), образуют типичную вулканогенную молассу. Ее возрастные аналоги на востоке щита – обломочные толщи вепсия – также носят ясный орогенный характер (Беккер, 1968). Завершающим событием дорифейской истории рассматриваемого региона было внедрение гранитов рапакиви. Они имеют U-Pb изохронный возраст около 1700 млн. лет и отражают переход к платформенному этапу развития. Надо напомнить, что все геологически разновозрастные комплексы Балтийского щита вне зоны дальсландского диасхизиса имеют общий статистический максимум K-Ar датировок слюд, равный 1750±50 млн. лет. Следовательно, позднее этого времени бóльшая часть щита не испытывала значительных погружений и не подвергалась сколько-нибудь интенсивным наложенным воздействиям.

Таким образом, Балтийский щит по характеру, времени проявления и последовательности предрифейских событий входит в общий ряд рассматриваемых регионов. Нижнерифейские отложения на Балтийском щите неизвестны.

Заканчивая описание разрезов, содержащих позднеафебийский орогенный комплекс, надо подчеркнуть, что присутствие вулканогенных моласс этого возраста присуще отнюдь не только древним платформам и обрамлявшим их миогеосинклиналям. Этот комплекс с сохранением свойственных ему возрастных рамок устанавливается, к примеру, в рифейской складчатой зоне Маунт-Айза в Северо-Западном Квинсленде (Compston, Arriens, 1968; Plumb, Derrick, 1976) и слагает протяженный пояс в Казахстане и Средней Азии. Входящие в этот пояс геологические формации наиболее полно выражены в Улутау, где к ним относятся отложения майтюбинской серии (Зайцев, Филатова, 1971; Зайцев и др., 1974). Более половины ее разреза сложено порфироидами по туфам липаритового и реже – липарит-дацитового состава. Остальная часть разреза приходится на долю конгломератов, кварцитов, полевошпатовых песчаников, различных бластопсаммитовых сланцев, редких железистых и графитистых пород. Отдельные свиты, выделяемые в майтюбинской серии, по существу, представляют собой гигантские линзы, которые разделяются местными несогласиями или размывами и сложно перекрывают друг друга. Ю.А. Зайцев и Л.И. Филатова рассматривают эти отложения как единую липаритовую формацию, накопившуюся в завершающуюся стадию развития афебийской геосинклинали, и устанавливают возрастные аналоги данной формации на Кокчетавском массиве, на Сарысу-Тенизском водоразделе и более полно – в Атасу-Моинтинском районе.

Возрастное положение этого комплекса отложений устанавливается тем, что майтюбинская серия вмещает гранито-гнейсы, имеющие возраст около 1800 млн. лет (U-Pb, график конкордии, модель двухактной потери) (Зыков и др., 1977), и предваряется геосинклинальными афебийскими сериями (Зайцев, Филатова, 1971). На породах рассматриваемого комплекса в Казахстане

и в Средней Азии с резким структурным несогласием залегают рифейские отложения, в нижней части которых хорошо доказываются среднерифейские толщи, а местами выделяются подстилающие их серии, условно относимые к нижнему-среднему или нижнему рифею (Королев, Киселев, 1974; Зайцев и др., 1974).

ВЫВОДЫ

Мы рассмотрели почти все известные на сегодня разрезы, в которых удается наблюдать стратиграфические соотношения палеонтологически и (или) радиологически доказанных нижнерифейских отложений с подстилающими образованиями. Это обстоятельство в сочетании с размещением разрезов по территории четырех материков определяет представительность рассмотренной выборки. Анализ выборки (рис. 6) позволяет сформулировать следующие выводы.

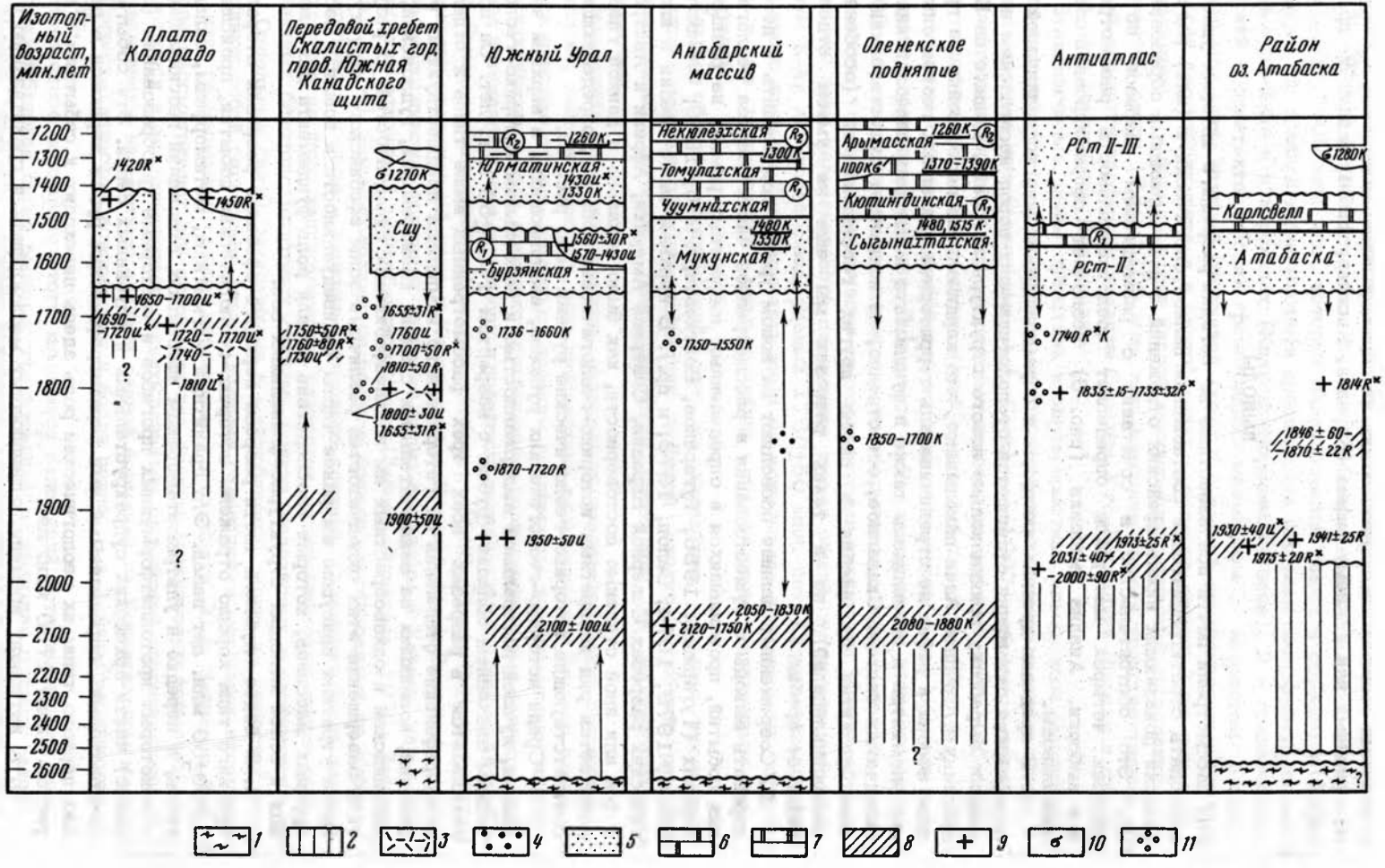
1. В пределах древних платформ и обрамлявших их миогеосинклиналей нижнерифейские отложения отделяются от подстилающих пород несогласием и знаменуют выработку принципиально нового структурного плана. Данные по Казахстану и Средней Азии показывают, что кардинальная перестройка на границе афебия и рифея не ограничивалась территорией названных геотектонических элементов и проявлялась также в фундаменте некоторых палеозойских складчатых систем. Сказанное, естественно, не исключает существования сквозного развития от афебия к рифею других геосинклиналей (особенно эвгеосинклиналей), но в таких разрезах мы еще не умеем отделять рифей от афебия.

2. Современные данные позволяют на новом уровне подтвердить и детализировать выводы о существовании в рассмотренной части разреза геологических событий, проявлявшихся в определенных возрастных рамках на разных материках (Тугаринов, 1956; Тугаринов, Войткевич, 1966, 1970; Семихатов, 1966, 1973, 1974; Салоп, 1973; и др.). В верхней части афебия в классических разрезах Северной Евразии, Северной Америки, Африки и Австралии с той или иной степенью достоверности, как было показано в данной главе, намечается ряд конкретных историко-геологических событий, определяющих соответствующие историко-геологические рубежи (см. рис. 6).

3. Среди историко-геологических рубежей, выделяющихся в верхней части афебия, лучшей латеральной выдержанностью и наибольшим историко-геологическим значением обладает рубеж с возрастом 1700±50 млн. лет. Он прослеживается в разрезах всех трех рассмотренных выше типов и отделяет нижнерифейские отложения от гетерогенного комплекса предшествующих образований, возникших на заключительных стадиях свекофенской, гудзонской, буларенидской и одновозрастных им позднеафебийских складчатостей. В результате завершения этих складчатостей различные зоны афебийского структурного плана утратили присущие им ранее черты индивидуальности и вошли в состав крупных массивов, которые впоследствии играли роль фундамента для рифейских и более молодых структурно-фациальных зон.

4. В более глубокой части разреза верхнего афебия в разрезах второго и третьего типа хорошо отражены историко-геологические события, происшедшие 1950±50 млн. лет назад. Это гранитный магматизм, метаморфизм, складчатость, а нередко и ультраметаморфизм афебийских отложений геосинклиналей и некоторых протоплатформенных прогибов и повторные преобразования (диасхизис) части архейских супракрустальных и глубинных серий. Эти события и, следовательно, определяемый ими стратиграфический рубеж теряются в разрезах первого типа; их геологическая роль здесь переходит к событиям с возрастом около 1700 млн. лет.

5. К интервалу времени, отделяющему метаморфизм и гранитизацию с возрастом 1950±50 млн. лет от начала накопления раннерифейских отложений, в разрезах второго типа относятся главным образом продукты повторных преобразований кристаллического фундамента и более редкие интрузивные про-


Изотопный возраст, млн.лет
Плато Колорадо
Передовой хребет Скалистых гор, пров. Южная Канадского щита
Южный Урал
Анабарский массив
Оленекское поднятие
Антиатлас
Район оз. Атабаска
1200
1300
1400
1500
1600
1700
1800
1900
2000
2100
2200
2300
2400
2500
2600
1420R*
1450R*
1650–1700U*
1690–1720U*
1720–1770U*
1740–1810U*
1750±50R*
1760±80R*
1730U
σ1270K
Сиу
1655±31R*
1760U
1700±50R*
1810±50R
1800±30U
1655±31R*
1900±50U
1260K
Юрматинская
1430U*
1330K
1560±30R*
1570–1430U
Бурзянская
1736–1660K
1870–1720R
1950±50U
2100±100U
Некюлезхская
1300K
Томулахская
Чуумнахская
1480K
1550K
Мукунская
1750–1550K
2050–1830K
2120–1750K
Арымасская
1260K
1100Kσ
1370–1390K
Кютингдинская
1480, 1515K
Сыгынахтахская
1850–1700K
2080–1880K
РСт II–III
РСт–II
1740R*K
1835±15–1735±32R*
1913±25R*
2031±40–2000±90R*
σ1280K
Карлсвелл
Атабаска
1814R*
1846±60–1870±22R
1930±40U*
1941±25R
1975±20R*
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

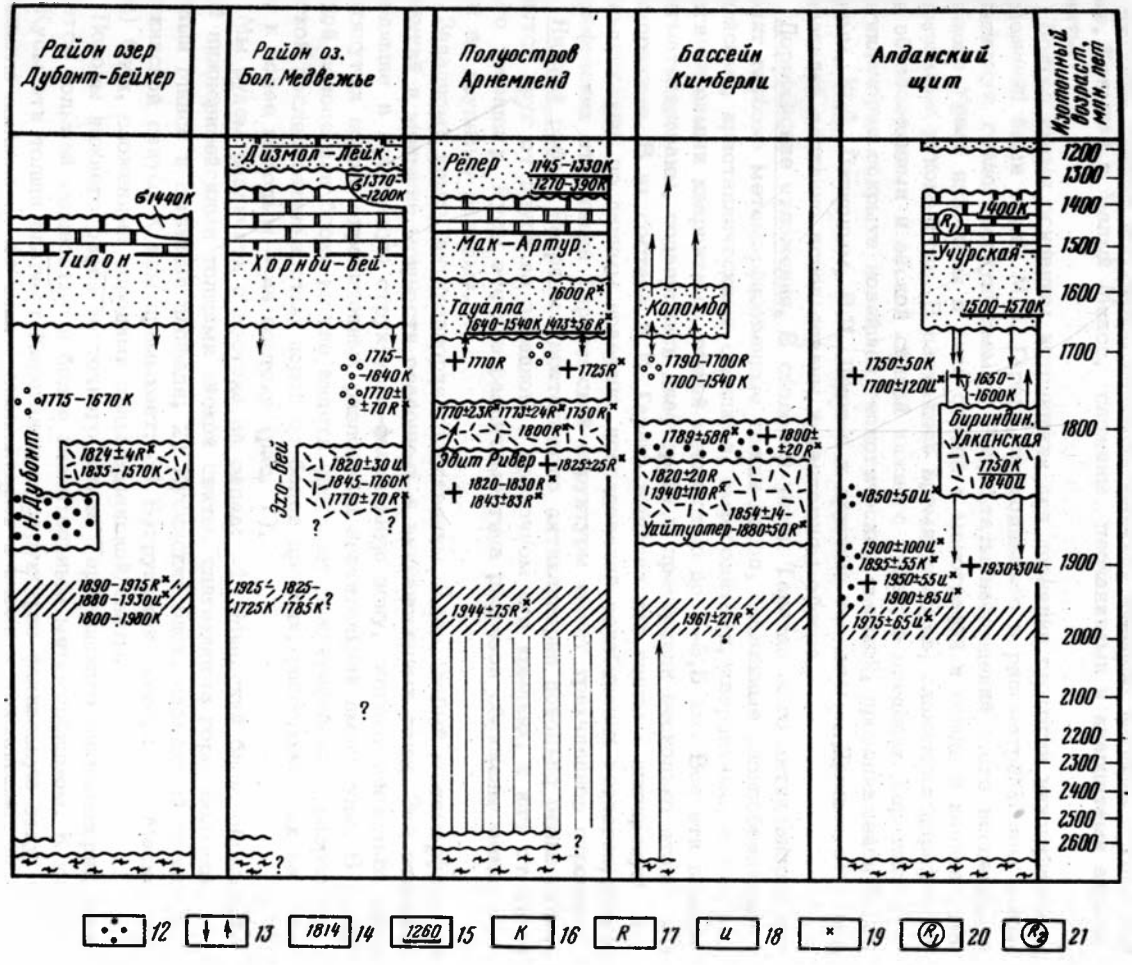


Рис. 6. Схема соотношений нижнерифейских отложений с предшествующими образованиями в опорных разрезах материков

1 – архейские и предположительно архейские образования; 2 – афебийские метаосадочные и метавулканогенные доорогенные толщи; 3–4 – орогенные позднеафебийские толщи, фации: 3 – существенно вулканогенные, 4 – осадочные; 5–7 – рифейские отложения: 5 – существенно терригенные, 6 – терригенно-карбонатные, 7 – преимущественно карбонатные; 8 – метаморфизм, ультраметаморфизм и складчатость или повторные динамо-термальные преобразования гранитогнейсовых комплексов (диасхизис); 9 – интрузивные гранитоиды; 10 – основные интрузии; 11–12 – повторные преобразования метаморфических комплексов: 11 – устанавливаемые только на основании анализа изотопных датировок, 12 – устанавливаемые по геологическим данным; 13 – пределы возрастной неопределенности, проистекающие не от аналитических погрешностей изотопных датировок; 14–15 – объекты изотопных датировок: 14 – минералы и валовые пробы метаморфических и магматических пород, 15 – глауконит; 16–19 – методы изотопного датирования: 16 – Rb-Sr, 17 – K-Ar, 18 – U-Pb, 19 – их графические варианты; 20–21 – возрастные комплексы строматолитов: 20 – нижнерифейский, 21 – среднерифейский

явления. Те и другие по возрасту хорошо коррелируются с историко-геологическими событиями, фиксируемыми в третьем типе разрезов, где эти события получили наиболее полное вещественное выражение.

6. В разрезах третьего типа к интервалу времени от 1880-1850 до 1750-1700 млн. лет относится формирование позднеорогенного комплекса, который включает вулкано-плутоническую ассоциацию преимущественно липаритового и (или) трахилипаритового составов и пространственно с нею связанные красноцветные обломочные толщи, характеризующиеся широким развитием аркозовых и литокластических пород. В формировании этого комплекса в каждом данном районе устанавливается ряд последовательных стадий, но в целом вулканогенные, интрузивные и осадочные его члены неравномерно распределены в пространстве и во времени. Разобранная выше схема строения позднеафебийских толщ в австралийских разрезах может служить моделью всего этого комплекса (см. рис. 6).

ГЛАВА III

НИЖНИЙ РИФЕЙ УРАЛА

Отложения нижнего рифея на Урале наиболее полно представлены в присводовых частях двух крупных антиклинальных поднятий: 1) Тараташского антиклинория, расположенного в Челябинской области; 2) Ямантауского антиклинория, расположенного в пределах Башкирской АССР. Мы начнем наше рассмотрение нижнерифейских отложений с первого из указанных районов, разрезы которого считаются классическими.

РАЗРЕЗЫ ТАРАТАШСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Отложения нижнего рифея слагают крылья крупной Тараташской антиклинальной структуры, расположенной в пределах Челябинской области, к северо-востоку от г. Златоуста. Эта антиклиналь тянется почти на 60 км от р. Уфы на севере до рек Кусы и Ая на юге; общая ее ширина не превышает 20 км. Почти все выходы древнейших слоев рифея и дорифейские образования приурочены к высоким горным массивам, наиболее высокие вершины которых – горы Тараташ, Большой и Малый Миасс, сложены песчаниками и кварцитами айской свиты.

Долгое время основным источником для познания геологии нижнерифейских отложений были труды М.И. Гараня, проводившего в рассматриваемом районе площадную геологическую съемку. Результаты наблюдений этого исследователя Южного Урала изложены в ряде статей и монографий и вошли в капитальные справочные руководства. В настоящее время площадь, сложенная дорифейскими образованиями и айской свитой нижнего рифея, в пределах Тараташского антиклинория покрыта новейшей геологической съемкой, проводившейся В.И.Петровым, Ю.Д. Пакковым, В.И. Ленных и другими геологами. Данные этих исследователей частично использованы в настоящем обзоре.

Дорифейские отложения. В сводовой части Тараташского антиклинория выходят глубоко метаморфизованные толщи пород, сложенные разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами, в том числе магнетитовыми кварцитами, общей мощностью до 3–3,5 км. Все эти породы мигматизированы, подверглись диафторезу и претерпели несколько этапов метаморфизма. В их составе М.И. Гарань выделил две свиты – шигирскую и бельдишскую; по данным новейших исследований челябинских геологов, разрез дорифейских отложений Тараташской структуры имеет трехчленное строение.

Нижний рифей. Разрезы Тараташского антиклинория довольно резко отличаются друг от друга на западном и восточном его крыльях; к югу от широтного течения р. Кусы эти два различные типа разрезов сближены между собой по крупному разлому.

Западному крылу антиклинория свойственны более слабый метаморфизм отложений и меньшие мощности осадочных и вулканогенных толщ. Эти отложения, входящие в Аршинскую структурно-фациальную зону, слагают несколько линейно вытянутых полос, ограниченных разломами значительной амплитуды. В каждой такой полосе или блоке можно видеть фрагмент нижнерифейского разреза с четкой последовательностью пород от более древних, расположенных на западе, к более молодым – на востоке (рис. 7).

Мы будем различать с востока на запад: 1) Миасский блок, образованный нижнерифейскими толщами айской свиты, слагающими горы Большой и Малый Миасс и смежные площади; 2) Кусинский блок, сложенный породами саткинской свиты. К ним примыкает: 3) Багрушский (севернее – Маскаралинский) блок, сложенный породами зильмердакской свиты.

Породы нижнего рифея восточного крыла Тараташского антиклинория отличаются большей мощностью и более значительным метаморфизмом. К югу от р. Кусы эти толщи слагают Кисеганскую структурно-фациальную зону, прорезанную долиной р. Ай между Медведевкой и Кусой и включающую горы Ли-

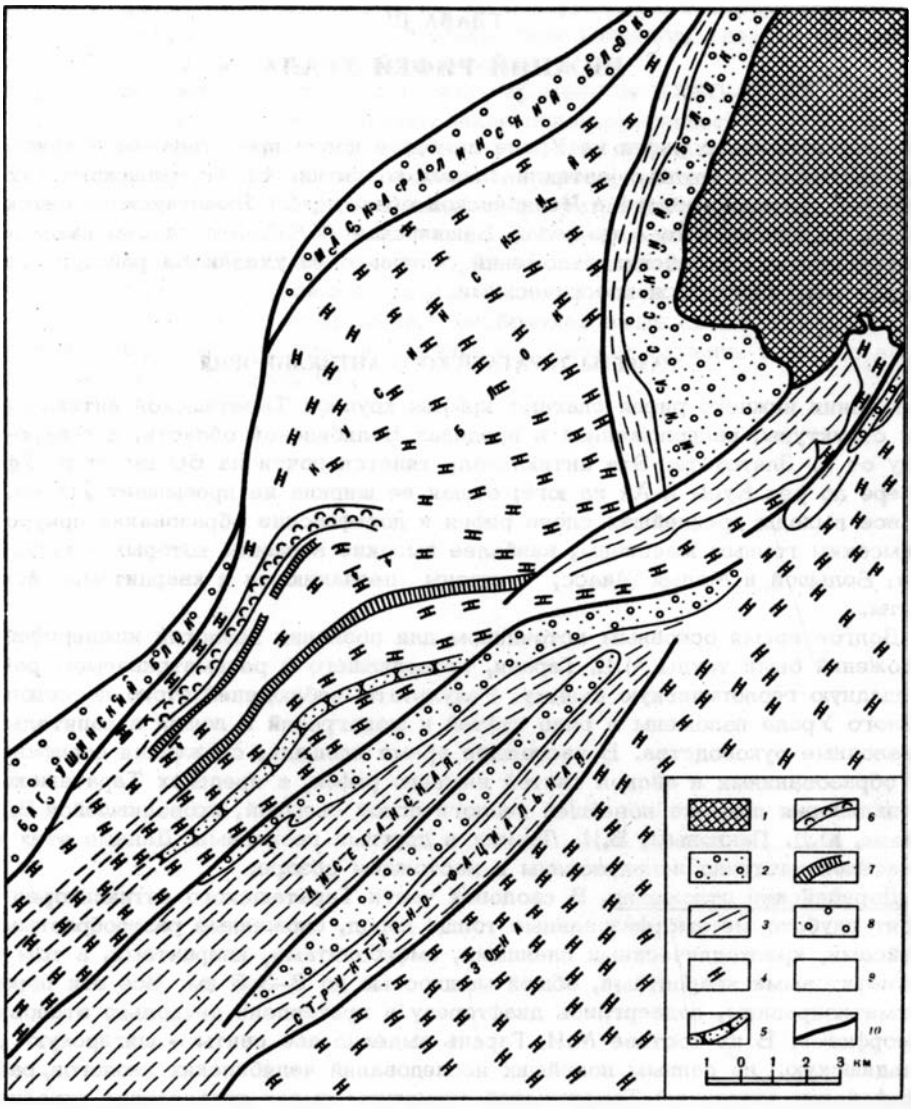


Рис. 7. Геологическая схема района г. Кусы на Южном Урале

1 – дорифейские отложения (тараташская серия); 2–7 – нижний рифей: 2–3 – айская свита (2 – песчаники и конгломераты, 3 – темные сланцы), 4–7 саткинская свита (4 – доломиты, 5 – песчаники, 6 – строматолиговые доломиты, 7 – пестрые сланцы); 8 – верхний рифей, зильмердакская свита; 9 – палеозой; 10 – разломы

повые. Каждой из двух структурно-фациальных зон свойствен особый тип разреза. Давать для них единый сводный разрез, как это иногда делалось, представляется невозможным.

В составе нижнего рифея традиционно принято выделять три свиты: айскую, саткинскую и бакальскую, установленные М.И. Гаранем.

Айская свита. В Аршинской структурно-фациальной зоне соотношение айской свиты с породами тараташской серии не устанавливается. Повсеместно между ними располагаются передробленные породы, образующие тела шириною до 70 м. По новейшим данным челябинских геологов (В.И. Ленных, В.И.Петров и др.), в составе айской свиты выделяются следующие три подсвиты.

1. Навышская – зеленоватые полимиктовые конгломераты и брекчии, обычно

слагающие задернованные склоны и понижения. Мощность около 300 м. 2. Вулканогенно-осадочная, представленная аркозовыми песчаниками и конгломератами с несколькими покровами щелочных базальтов и базальтовых миндалекаменных порфиритов; породы очень устойчивы и слагают наиболее возвышенные вершины, в том числе горы Большой и Малый Миасс, мощность превышает 1000 м. 3. Песчано-сланцевая подсвита, сложенная полимиктовыми песчаниками, алевролитами и разнообразными глинистыми сланцами, мощность около 1200 м. Данные изотопных определений базальтов по валовым пробам K-Ar методом дали около 750 млн. лет.

В Кисеганской структурно-фациальной зоне разрез айской свиты иной. Ее основание не вскрыто. Наиболее древняя ее часть вскрывается на горе Липовой, где выходят кварцевые песчаники с разложенными зернами полевых шпатов. В песчаниках наблюдается явственная косая слоистость. Выше следует очень мощная толща (более 2000 м) темных, почти черных микрослоистых сланцев, выходящих по р. Ай в Кисеганских горах. В нижней части свиты (гора Луковая) встречены прослои кварцевых песчаников с доломитовым цементом и песчанистых доломитов.

Особое место в разрезе айских отложений занимают песчаники и гравелиты с пачками рассланцованных эффузивов, располагающиеся по правому берегу р. Ай в северной части Кисеганской структурно-фациальной зоны, вблизи крупного разлома. Среди песчаников обращают на себя внимание две разности: 1) светлые, почти белые кварциты и 2) аркозовые песчаники с вкрапленными в них гальками красных микроклиновых гранитов. Точное положение этой пачки в разрезе айских пород не установлено; по своим литологическим особенностям она вполне отвечает вулканогенно-осадочной толще, выходящей на горах Большой и Малый Миасс. По-видимому, названная пачка песчаников отвечает обломочной толще айской свиты, выходящей на горах Острая Сопка и Барсучья, где В.М. Чайка (1964) описывает чередование конгломератов и песчаников. Обломочный материал в них плохо отсортирован, типа моренного; вместе с мельчайшими обломками встречаются глыбы до 2 м в поперечнике. Окатанность, как правило, плохая, хотя встречаются и хорошо окатанные редкие гальки. В составе галек преобладают гранодиориты и гранит. В.М. Чайка указывает, что здесь встречаются отдельные гальки кварца, кварцитов и гранитов типа рапакиви. Проведенные нами поиски гранитов этого типа в указанных точках не дали результатов: были обнаружены лишь красные микроклиновые граниты, указывавшиеся рядом авторов в дорифейских отложениях. Поэтому пока у нас нет оснований для пересмотра возраста обломочных пород Кисеганской структурно-фациальной зоны.

Налегание айской свиты нижнего рифея на Тараташские отложения не установлено. Они соприкасаются друг с другом по разломам, и в ряде мест между ними располагается зона передробленных пород. Вместе с тем в айской свите повсеместно встречаются обломки тараташских пород. На основании этого и резких различий в степени метаморфизма несогласие между айской свитой и тараташской серией не вызывает сомнений.

Саткинская свита. Так же, как и айская, саткинская свита построена различно в Аршинской и Кисеганской структурно-фациальных зонах. В первой из них мы имеем дело с породами, затронутыми лишь процессами начальных стадий эпигенеза, во второй – с более измененными толщами. Именно к этой зоне приурочены широко известные саткинские месторождения магнезита. М.И. Гаранем в составе саткинской свиты выделено пять подсвит. Две нижние относятся к Аршинской структурно-фациальной зоне, а три верхние выделены в районе Сатки, – к Кисеганской. Общую характеристику саткинской свиты мы дадим для района г. Кусы, где хорошо установлена общая последовательность пород свиты. Здесь эта свита слагает Кусинский блок, в пределах которого породы падают на восток и юго-восток под углом от 45 до 25–30°. На западе породы Кусинского блока по крупному разлому соприкасаются с породами зильмердакской свиты, представленной третьей и четвертой своими подсвитами. В выемках у железнодорожного моста через р. Ай свита сложе-

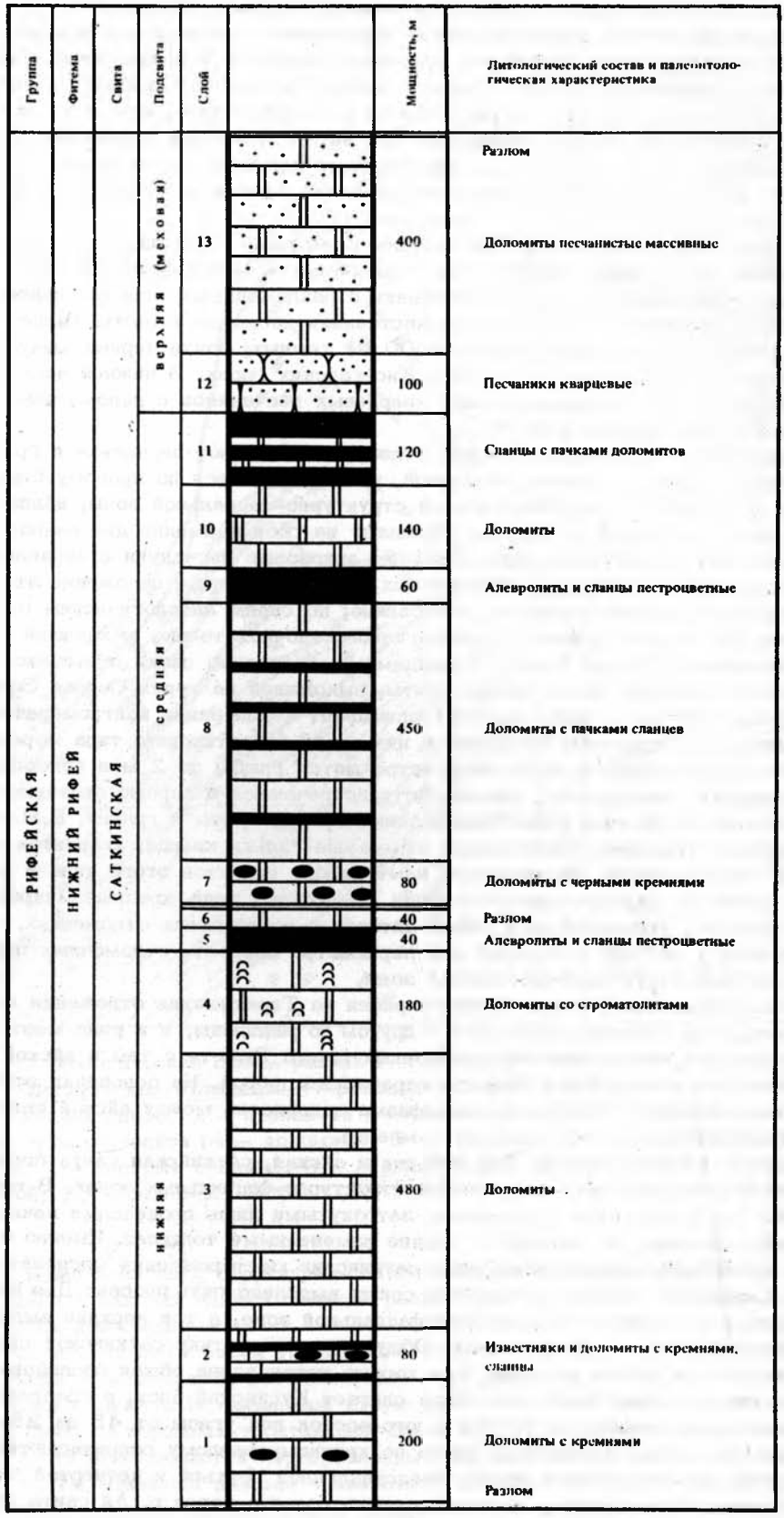


Рис. 8. Стратиграфическая колонка саткинской свиты по р. Ай у г. Кусы

на чередованием светлых микрослоистых песчаников и темных алевролитов, переполненных глобулярными зернами глауконита. Определение их изотопного возраста дало 730 млн. лет (лаборатория ГИН АН СССР), 750 млн. лет (лаборатория ВСЕГЕИ) и 780 млн. лет (Горно-Геологический институт Башкирского филиала АН СССР).

Общую последовательность пород саткинской свиты Кусинского блока можно проследить на прилагаемой схеме и колонке (рис. 7, 8). Из них видно, что свита сложена преимущественно разнообразными доломитами, слагающими моноклиналь с падением пород на юго-восток под углом 40–50° в нижней части и 25–30° в верхней части разреза. Сколько-нибудь крупных нарушений в пределах этой моноклинали не зафиксировано. Возможно, небольшой разлом проходит в основании пачки доломитов с черными кремнями, которые выходят ниже городского кладбища, но вряд ли это нарушение привело к уничтожению большого отрезка стратиграфической колонки. Во всяком случае, какого-либо повторения осадочных пачек нами не отмечалось. Наоборот, наиболее характерные маркирующие пачки не повторяются. К их числу относятся: 1) пачки чередования доломитов, известняков и темных сланцев в нижней части разреза (слой 2); 2) светлые доломиты со строматолитами (слой 4); 3) доломиты с крупными *Paniscollenia* и линзами черных кремней (слой 7); 4) две пестроцветные терригенные пачки, сложенные сланцами и слюдистыми алевролитами (слой 5 и 9); 5) кварцевые песчаники горы Меховой и залегающие на них массивные песчанистые доломиты.

В целом в составе саткинской свиты р. Кусы можно выделить три подсвиты.

	Мощность, м
1. Нижняя подсвита сложена слоистыми доломитами с микрофитолитами, а вверху и со столбчатыми строматолитами *Kussiella kussiensis*	950
2. Средняя подсвита состоит из чередующихся доломитовых и глинисто-алевролитовых пачек	930
3. Верхняя подсвита (меховая) представлена песчаниками, а выше песчанистыми неслоистыми доломитами с микрофитолитами. З.А. Журавлева в комплексе видов этой подсвиты определила: *Vesicularites rotundus* Z. Zhur, *Volvatella biljachica* Milet., *Glebosites magnus* Nar., *Radiosus tenebricus* Z. Zhur.	500

Стратиграфическая принадлежность верхней подсвиты не вполне ясна. Весьма возможно, что это уже бакальские отложения. Общая мощность саткинской свиты по р. Кусе превышает 2 300 м.

Для восточной структурно-фациальной зоны послойный разрез саткинской свиты дан М.И. Гаранем (1963). К ней относятся три верхние подсвиты приводимого им послойного разреза (Гарань, 1963). Они залегают на толще доломитов, отвечающих нижним пачкам саткинской свиты Кусинского блока.

	Мощность, м
1. Половинкинская подсвита. Серицито-кварцево-глинистые и углистые филлитовые сланцы, переслаивающиеся с глинистыми доломитами	200–250
2. Нижнесаткинская подсвита. Доломиты, песчанистые доломиты и сланцеватые доломитовые мергели, переходящие в углисто-глинистые филлитизированные сланцы	300
3. Верхнесаткинская подсвита. Доломиты, известковистые доломиты и известняки. Редкие прослои доломитовых мергелей и мергельных сланцев. К этой подсвите приурочены все месторождения кристаллического магнезита Саткинского района	до 700

Точная послойная корреляция разрезов двух структурно-фациальных зон пока не проведена.

Бакальская свита. В районах городов Сатки и Бакала наблюдается явственное погружение структур к юго-западу и появляются более молодые свиты разреза нижнего рифея. Саткинская карбонатная свита, по данным М.И. Гараня (1963), согласно покрывается здесь бакальской свитой мощностью до 1300 м, состоящей из двух подсвит. Последовательность здесь устанавливается такая:

1) Макаровская подсвита, представленная черными и темно-серыми филлитизированными сланцами и алевролитами, мощностью до 400 м;

2) Малобакальская подсвита, сложенная известняками и доломитами с залежами сидерита. Подсвита заключает сланцево-алевролитовые прослои, по которым эти отложения подразделяются на шесть толщ. Из них наиболее мощные - вторая снизу, иркусканская (200 м) и самая верхняя, буландихинская (до 60 м) толщи.

Детальное расчленение бакальской свиты дано М.И. Гаранем для центральной части Бакальского района. К западу и особенно к востоку карбонатные толщи верхней подсвиты бакальской свиты (березовская, нижнебакальская, среднебакальская и верхнебакальская) постепенно выклиниваются. В восточной части Бакальского района) долины рек Сибирка и Малая Сатка) карбонатно-сланцевая бакальская свита фациально замещается сланцево-песчанистыми образованиями корельской толщи, представляющей собой восточную фацию бакальской свиты. Корельская толща представлена полевошпат-кварцевыми песчаниками, чередующимися с черными и темно-серыми углисто-серицито-глинистыми и кварцево-серицито-глинистыми филлитовидными сланцами и филлитами (Гарань, 1969, стр. 84).

Во всей толще карбонатных пород саткинской и бакальской свит встречаются многочисленные строматолиты и микрофитолиты. Главная масса сборов происходит при этом из нижней части разреза саткинской свиты, прекрасно вскрытого по берегам р. Ай у горы Кусы (нижние две пачки). Здесь встречены *Kussiella kussiensis* (Masl.), *Conophyton cylindricus* (Masl.), *Gondylina differenciata* Kom. и микрофитолиты *Osagia libidinosa* Z. Zhur., *Osagia pulla* Z. Zhur., *O. columnata* Reitl., *Vesicularites rotundus* Z.Zhur. и др. Выше в бакальской свите особенно характерны многочисленные конофитоны *Conophyton cylindricus* Masl., *C. garganicus* Korol.

С названным комплексом хорошо сопоставляется комплекс нижнерифейских строматолитов и микрофитолитов котуйканской свиты Анабарского массива севера Сибирской платформы.

Вместе с тем этот комплекс видов существенно отличается от известного в дорифейских образованиях, несмотря на то, что имеется ряд общих родов. К ним относятся *Stratifera, Conophyton, Jacutophyton*. В ятулии известен ряд специфических родов, отсутствующих в рифее, таких, как *Sundia, Olenia, Calevia* и др., а в рифее появляются не встречающиеся ниже *Congylina differenciata, Kussiella kussiensis, Conophyton cylindricus* и некоторые другие формы. Все это позволяет говорить о возможной одновозрастности саткинской и котуйканской свит.

РАЗРЕЗЫ ЯМАНТАУСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

В бассейнах рек Большого и Малого Инзера (Белорецкий район Башкирской АССР) отложения нижнего рифея снова выходят на дневную поверхность в ядре крупной Ямантауской антиклинальной структуры, образующей сводовую часть Башкирского антиклинория. Дорифейские толщи здесь не обнажаются, а отложения нижнего рифея, выделенные под именем ямантауской серии, имеют иной фациальный облик. Особенности их строения послужили поводом для отнесения ямантауской серии к более древним образованиям, чем нижнерифейские толщи Бакало-Саткинского района (Иванов, 1949). В настоящее время всеми принимается нижнерифейский возраст ямантауской серии. Она подраз-

деляется на три свиты, которые М.И. Гарань (1963, 1969) считает аналогами свит, установленных в Бакало-Саткинском районе.

1. Большеинзерская свита сложена кварцевыми и аркозовыми песчаниками мощностью 450-500 м.

2. Суранская свита представлена синевато-серыми известняками и доломитами с горизонтами темных филлитовидных сланцев и подразделяется на пять пачек (миньякскую, бердагуловскую, ангастакскую, сердаукскую, лапыштинскую); мощность 1700-2600 м. В лапыштинских доломитах, мощностью 200-500 м, венчающих разрез суранской свиты, М.А. Федонкиным (Федонкин, 1974; Радченко, Федонкин, 1974) указываются строматолиты *Kussiella kussiensis* (Masl.) и микрофитолиты *Osagia pulla* Z. Zhur., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., *Glebosites magnus* Nar., *Osagia suranica* Fed., *Volvatella primaria* Fed., *Vesicularites nugushensis* Fed. и др. Часть этих форм описана из саткинской свиты более северных районов.

3. Юшинская свита сложена сланцами, алевролитами и песчаниками; в ее составе выделяются три подсвиты: вязовская (100-300 м), представленная преимущественно филлитовидными сланцами, алевролитами и кварцитовидными песчаниками; к ней приурочены месторождения бурых железняков, возникших за счет окисления сидеритов; багарыштинская (600-1000 м), сложенная полевошпатсодержащими песчаниками с подчиненными прослоями сланцев; сухинская, состоящая из филлитовидных сланцев и кварцитов (до 500 м).

М.И. Гарань и многие другие геологи считают, что юшинская свита по составу и стратиграфическому положению соответствует восточной фации бакальской свиты более северных районов.

Машакская свита (средний рифей). На отложениях юшинской свиты нижнего рифея с размывом и угловым несогласием располагается толща конгломератов, песчаников и сланцев, чередующихся с пачками основных, реже - кислых эффузивов. Рассматриваемые отложения были выделены в 1937 г. А.И. Ивановым в машакскую свиту; на хребте Шатак те же отложения были обособлены в 1939 г. К.А. Львовым под именем шатакской свиты. В восточной части Бакальского района в 1956 г. М.И. Гарань выделил в кувашскую свиту толщу сильно измененных вулканитов и метаосадочных пород. Впоследствии он пришел к выводу об одновозрастности всех указанных отложений (Гарань, 1969). По правилу приоритета за ними было закреплено название машакской свиты.

Самые последние данные о строении машакской свиты, основанные на результатах площадных геологических съемок, можно найти в работе А.Ф. Ротаря (1974). Они подтвердили, что машакская свита с размывом и угловым несогласием залегает на юшинской свите нижнего рифея, и показали, что она связана постепенным переходом с покрывающими зигальгинскими отложениями. Переход хорошо виден на западном склоне горы Ямантау. Эти данные окончательно подтвердили прежние выводы М.И. Гараня и А.И. Иванова о стратиграфическом положении машакской свиты и сняли предположение тех геологов, которые считали эти отложения более молодыми, может быть, даже палеозойскими.

Площадное распространение пород машакской свиты крайне неравномерно. В Бакало-Саткинском районе, на западном крыле ямантауского антиклинория и южнее, в разрезах вдоль тракта Стерлитамак-Белорецк, свита отсутствует, и на юшинские сланцы налегают кварциты зигальгинской свиты. Южнее, в пределах Кургасской антиклинали, разрез машакской свиты сильно сокращен. Она представлена пачкой туфов и туфогенных песчаников, подстилающих зигальгинские кварцевые песчаники, мощностью 70-80 м. По-видимому, наибольшую мощность (до 2500 м) машакская свита имеет на хребте Шатак, к северу от с. Авзяна. По восточному крылу Ямантауского антиклинория А.Ф. Ротарь расчленяет ее на восемь подсвит, сложенных вулканогенными и осадочными породами, чередующимися друг с другом. Среди них особенно интересна нижняя, кузъелгинская подсвита, сложенная внизу грубыми конгломератами, а выше эффузивами, среди которых преобладают кислые разности,

представленные липаритовыми, липарито-дацитовыми и фельзитовыми порфирами. В пятой снизу, куянтавской подсвите (до 100–120 м) преобладают конгломераты с галькой преимущественно светло-серых и розовых кварцито-песчаников. Наконец, самая верхняя, ямантауская подсвита слагается туфами и туфосланцами смешанного, кислого и основного состава (до 450 м).

А.Ф. Ротарь приходит к выводу, что значительная часть машакской свиты сложена вулканогенными образованиями липарито-базальтовой формации, характерными для начального этапа развития геосинклинального цикла. Формирование их связано с локальными глубокими прогибами эвгеосинклинального типа. Галька конгломератов машакской свиты, по мнению А.Ф. Ротаря, образовалась за счет размыва пород тараташской серии. Таким образом, в основании машакской свиты бесспорно фиксируется резкий историко-геологический рубеж, сопровождающийся угловым несогласием и перестройкой структурного плана. Это обстоятельство представляет особый интерес в том случае, если подтвердятся те новые, пока еще единичные и очень спорные радиогеохронологические данные о весьма древнем возрасте осадочных пород бурзянской серии, о которых будет сказано ниже.

ДАННЫЕ ИЗОТОПНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ

Данные изотопных определений возраста по нижнему рифею противоречивы. Дорифейские гнейсы тараташской серии, возраст которых получен разными методами, несколько древнее 1950 млн. лет (см. с. 13). Rb-Sr возраст прорывающих их гранитов 1720–1870 млн. лет (по валовым пробам), а метасоматически измененных тараташских гнейсов – 1660–1810 млн. лет (K-Ar, биотит, микроклин). По имеющимся данным, этап метаморфизма этих пород протекал около 1750±100 млн. лет назад. Возраст обломочного циркона из айской свиты, определенный А.А. Краснобаевым α-свинцовым методом, оказался равным 1600 млн. лет.

В последнее время были получены данные, которые явились поводом для предположения о более древнем возрасте нижнерифейских образований. Хорошо известно, что саткинская свита прорывается гранитами рапакиви, о возрасте которых до сих пор идет дискуссия. Первоначально возраст бердяушских гранитов был определен по слюдам в 1360–1410 млн. лет (Гаррис, 1964). Близкие датировки – 1430 млн. лет – были получены U-Th методом А.И. Тугариновым и Е.В. Бибиковой. Однако Л.И. Салопом и Г.А. Муриной (1970) тем же методом было получено значение 1545 млн. лет, а на основании изохронных Rb-Sr определений – 1560 млн. лет.

Rb-Sr изохронные определения бескарбонатных сланцев бакальской свиты, по данным И.М. Горохова, показали явно преуменьшенные значения порядка 700–800 млн. лет. Такие же значения, видимо, отражающие время наложенных процессов, были получены и для кислых эффузивов низов машакской свиты, с угловым несогласием перекрывающей нижнерифейские отложения.

Наконец, в самое последнее время в лаборатории ВСЕГЕИ А.Д.Искандеровой и Н.И.Полевой были получены данные по изотопному возрасту рассеянного Pb, заключенного в доломитах саткинской свиты. Полученные значения превышают 2500 млн. лет. На основании этих данных иногда делаются выводы о синхронности саткинской свиты Урала, калтасинских доломитов Волго-Уральской области и ятулийских отложений Балтийского щита. Вывод этот находится в противоречии с данными изучения строматолитов и может быть принят только после подтверждения его определениями, выполненными традиционными методами, зарекомендовавшими себя как более надежные. Данные, полученные этими методами, пока не противоречат традиционным представлениям о возрасте бурзянской серии, которые принимались на ряде межведомственных совещаний. Бесспорной является близость составов строматолитов бурзянской серии и котуйканских Сибири, свидетельствующая в пользу одновозрастности этих образований. Вместе с тем очевидно явное отличие этих строматолитов от комплекса видов, известных в ятулийских толщах Карелии и афебии Канады.

ГЛАВА IV

НИЖНИЙ РИФЕЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Нижнерифейские отложения Сибирской платформы занимают особое место в общем ряду одновозрастных комплексов. Эти отложения, лучше всего установленные в Учуро-Майском районе, на склонах Анабарского массива и Оленекского поднятия, отличаются стратиграфической полнотой, обилием и систематическим разнообразием заключенных в них строматолитов и микрофитолитов, наличием в северных разрезах согласных соотношений со среднерифейскими толщами, а на юго-востоке, как уже говорилось в гл. II, налеганием на позднеафебийский орогенный комплекс. За пределами трех упомянутых регионов в Сибири нижнерифейские отложения с меньшей степенью достоверности выделяются в Байкало-Патомском нагорье и в Западном Прибайкалье и намечаются на небольшом участке Присаянья. В остальных районах распространения рифея на Сибирской платформе и в ее миогеосинклинальном обрамлении нижнерифейские толщи отсутствуют и на афебий или чаще прямо на архей налегают средний рифей или юдомий. Нижнерифейские отложения нередко указываются также в разрезах Алтае-Саянской области, Тувы и Монголии, но на современной стадии изученности мы лишены возможности сколько-нибудь уверенно судить о положении границ этих отложений, а нередко и не имеем объективных данных для их отделения от подстилающих или (и) покрывающих образований. Поэтому в дальнейшем изложении мы вообще не будем касаться внутренних зон рифейских геосинклиналей и сосредоточим свое внимание на тех разрезах Сибирской платформы, в которых возраст интересующих нас толщ доказан наиболее полно. При этом более подробно будут освещены новые данные авторов настоящей главы о строении отложений нижнего рифея Учуро-Майского региона – единственного в Северной Евразии района, где надежно доказанные нижнерифейские отложения контактируют и с позднеафебийским вулканогенно-осадочным орогенным комплексом, и со средним рифеем. Поэтому Учуро-Майский разрез особенно важен для решения вопроса об объеме и возрастных рамках нижнего рифея.

УЧУРО-МАЙСКИЙ РЕГИОН

Нижнерифейские отложения развиты здесь в двух разобщенных зонах. Во-первых, это юго-западная часть Учуро-Майской плиты, где породы нижнего рифея выполняют обширную (около 20 000 км^2) Учурскую впадину – сложно построенную депрессию между Алданским щитом на западе и Омнинским поднятием на востоке. Во-вторых, это северная часть Юдомо-Майского прогиба, где рассматриваемые отложения слагают узкие полосы в ядрах Горностахской и, по данным А.И. Горбунова, Эбейкехаятинской антиклиналей. Представления о более широком распространении нижнего рифея в Учуро-Майском регионе (Нужнов, Ярмолюк, 1963; Нужнов, 1967; Келлер и др., 1967; 1968; и др.) объясняются тем, что к этой фитеме ранее ошибочно относились терригенно-карбонатные толщи, развитые в основании рифейского разреза к востоку от Омнинского поднятия фундамента и в действительности относящиеся к аимчанской серии среднего рифея (Комар и др., 1970; Семихатов, 1974; Серебряков, 1975).

По сумме палеонтологических, радиологических и геологических данных к нижнему рифею в Учуро-Майском регионе относится учурская серия. В Учурской впадине она объединяет существенно красноцветные терригенно-карбонатные отложения гонамской, омахтинской и, по нашим данным (Серебряков, 1975; Комар и др., 1977), эннинской свит. Ранее эннинские отложения традиционно сопоставлялись с базальными горизонтами майской серии, относящейся к средней части среднего рифея. Обоснование развиваемой нами точки зрения будет дано ниже. На севере Юдомо-Майского прогиба для учурской серии существует своя схема деления на трехгорную и димскую свиты. Своеобразие

литологического выражения, строения и палеонтологической характеристики этих отложений затрудняет их посвитную корреляцию с гонамской, омахтинской и эннинской свитами, хотя и не вызывает сомнений в их принадлежности к учурской серии.

Описание нижнерифейских отложений Учурской впадины и северной части Юдомо-Майского прогиба будет дано раздельно.

Учурская впадина

Гонамская свита, начинающая собою разрез учурской серии, на большей части Учурской впадины резко несогласно залегает на архейских кристаллических породах и на их коре выветривания, а в юго-восточных разрезах с размывом и структурным несогласием налегает на вулканогенно-обломочные улканско-бириндинские толщи афебия (см. гл. II). Необходимо отметить, что на крайнем юго-востоке Учурской впадины нами, вслед за В.И. Гольденбергом, Г.Ю. Лагздиной и А.К. Башариным (Башарин, 1967), в состав гонамской свиты в качестве фации ее нижних горизонтов включены так называемые конкулинские песчаники (Комар и др., 1977).

Типовой разрез гонамской свиты расположен на правобережье Учура вблизи устья руч. Суклан (примерно в 15 км ниже устья р. Гонама). Здесь на коре выветривания архейских гнейсов залегают (рис. 9,А):

	Мощность, м
1. Песчаники буро- и кирпично-красные, полевошпат-кварцевые, иногда глауконитовые, от грубо- до мелкозернистых. У основания - линза (до 2,5 м) конгломератов с различными по размеру (до 15 см) округлыми и уплощенными гальками кварца и архейских пород	8
2. Алевролиты сургучно-красные, слюдистые, чередующиеся через 10-70 см с прослоями и линзами (15-30 см) кирпично-красных мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников. В алевролитах обычны галечки и мелкие линзы глинистых доломитов	27-29
3. Песчаники, аналогичные наблюдаемым в нижележащей пачке, с подчиненными прослоями толщиной до 60 см вишневых и оранжевых тонкополосчатых, иногда песчанистых доломитов и с отдельными пластами доломитистых песчаников	21-23
4. Песчаники красноцветные, кварцевые и полевошпат-кварцевые, мелкозернистые, тонкоплитчатые, послойно обогащенные более грубым кварцевым материалом, с отдельными зернами глауконита, с прослоями в нижней части глинистых алевролитов, а у кровли - более толстоплитчатых средне- и крупнозернистых песчаников. В кровле - полуметровый пласт красноцветных доломитов, в котором снизу вверх происходит быстрая смена песчанистых разностей оолитовыми, а затем строматолитовыми	29-30
5. Те же песчаники с прослоями в 15-30 см крупнозернистых, более массивных косослоистых разностей . . .	100-110

Суммарная мощность свиты составляет 185-200 м; на нее согласно налегают омахтинские отложения. В гонамских породах встречаются глинистые галечки и аргиллитовые примазки на плоскостях напластования, широко развиты трещины усыхания, симметричные знаки ряби, глиптоморфозы по кристаллам галита.

Наиболее типичны эти текстуры для прослоев и пачек, обогащенных глинистым материалом. Песчаники, как правило, имеют хорошо выражен-

ную слоистость, субгоризонтальную или пологоволнистую у плитчатых разностей и косую – у массивных. Преобладает перекрестная слоистость с клиновидными сериями обычной мощностью 5–25 см. Отмеченные текстурные особенности гонамских пород сохраняются по всей площади ее развития и далее не упоминаются при описании разрезов.

На фоне выдержанности текстурных и других литологических признаков пород, слагающих гонамскую свиту, происходят существенные изменения их мощностей и фаций по площади Учурской впадины. К северо-западу от стратотипа, по направлению к своду Алданского щита, мощность свиты сокращается, и из ее разреза исчезают карбонатные и глинисто-алевритистые разности пород.

Здесь в ее сложении господствуют монотонные песчаники, которые в основании обычно содержат мелкие рассеянные угловатые гальки и обломки гранито-гнейсов, кварца и реже – полевого шпата. В верхней половине разреза свиты появляются глинистые песчаники с характерной рыхлой коркой выветривания. Мощность свиты на левобережье Учура между пос.Чюльбе и устьем р.Чайдаах (рис. 9,Б) колеблется от 30–35 до 85–100 м, а в бассейне р.Чюльбе, по данным М.И.Горина (Нужнов, 1967), составляет всего 5–10 м. Резкие изменения мощности свиты здесь нередко происходят на расстоянии 2–3 км; это позволяет говорить о сложном рельефе дна в краевой части гонамского бассейна.

Постепенное исчезновение из разреза гонамской свиты доломитовых и глинисто-алевритовых пород наблюдается также в юго-западном (бассейн Гонама) и южном (бассейн Алгомы) направлениях (Язков и др., 1968), но сопровождается существенным увеличением мощностей. По р.Гонам уже в 28 км к юго-западу от типового разреза мощность свиты удваивается, достигая 370–400 м (см. рис. 9,В).

Столь же заметное увеличение мощности гонамской свиты происходит к юго-востоку (бассейн Идюма) и к востоку (р. Учур около устья Онё) от стратотипа, но здесь оно сопровождается увеличением относительной роли карбонатных пород в нижней ее половине. В разрезах этой зоны (см. рис. 9,Д,Е) пласты тесно связанных между собой песчанистых, оолитовых и строматолитовых доломитов достигают толщины 2–3 м, а мощность пачек ритмичного чередования песчаников и карбонатов – 20–30 м.

Восточнее карбонатные и глинистые породы в нижней половине свиты практически исчезают, но появляются в верхней. Этот тип строения свиты иллюстрируется разрезом, вскрытым по р.Учур около устья р.Тыаллаах, на северо-западном склоне Идюмо-Хайканского поднятия кристаллического фундамента (см. рис. 9,Ж). Здесь резко несогласно на архейских гранито-гнейсах залегает мощная (230–250 м) толща розоватых, преимущественно мелко- и среднезернистых полевошпат-кварцевых плитчатых и массивных песчаников, которые содержат тонкие прослои и линзы гравелитов, состоящих из плохо окатанных зерен кварца, полевого шпата и гранито-гнейсов. Выше располагается 90–100-метровая толща, имеющая трехчленное строение: 1) песчаники, аналогичные подстилающим (10 м), но с прослоями более грубых, плохо сортированных разностей и с тонкими линзами конгломератов, содержащих плохо окатанные гальки кварца и архейских пород размером до 4 см; 2) сходные вишнево-красные полевошпат-кварцевые и кварцевые песчаники с прослоями красновато-коричневых глинистых алевролитов (40–45 м); 3) такие же песчаники и алевролиты, в нижней части с прослоями бежевых плитчатых песчанистых и более редких оолитовых и строматолитовых доломитов (35–40 м). Эта верхняя толща, подстилающая в разрезе у устья Тыаллааха омахтинскую свиту, по составу и строению весьма напоминает нижние горизонты гонамской свиты в ее стратотипе.

Сходная последовательность гонамских пород сохраняется и на северо-восточном склоне Идюмо-Хайканского поднятия в пределах Улканского прогиба. Принципиальное значение для понимания строения гонамской свиты в этой зо-

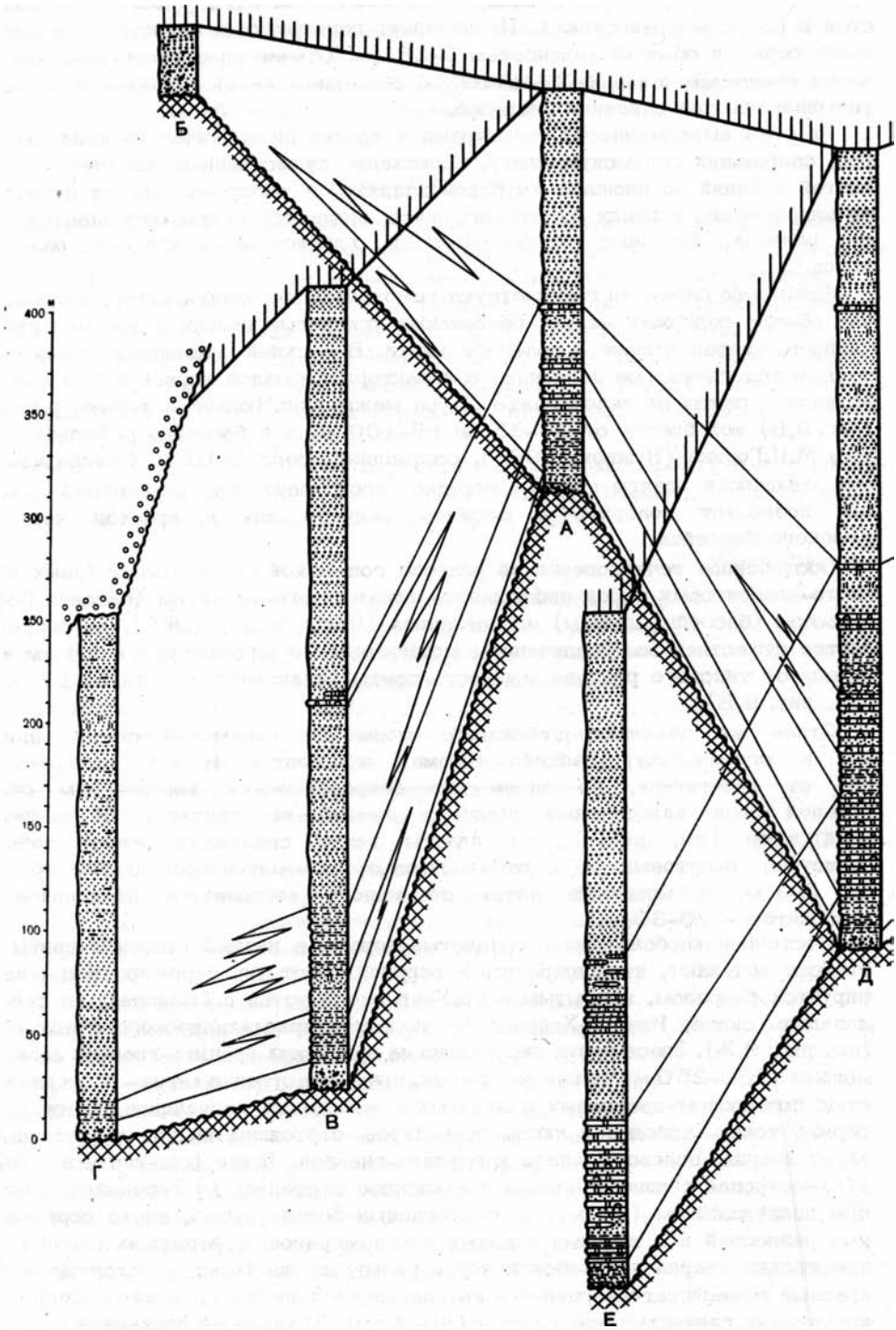
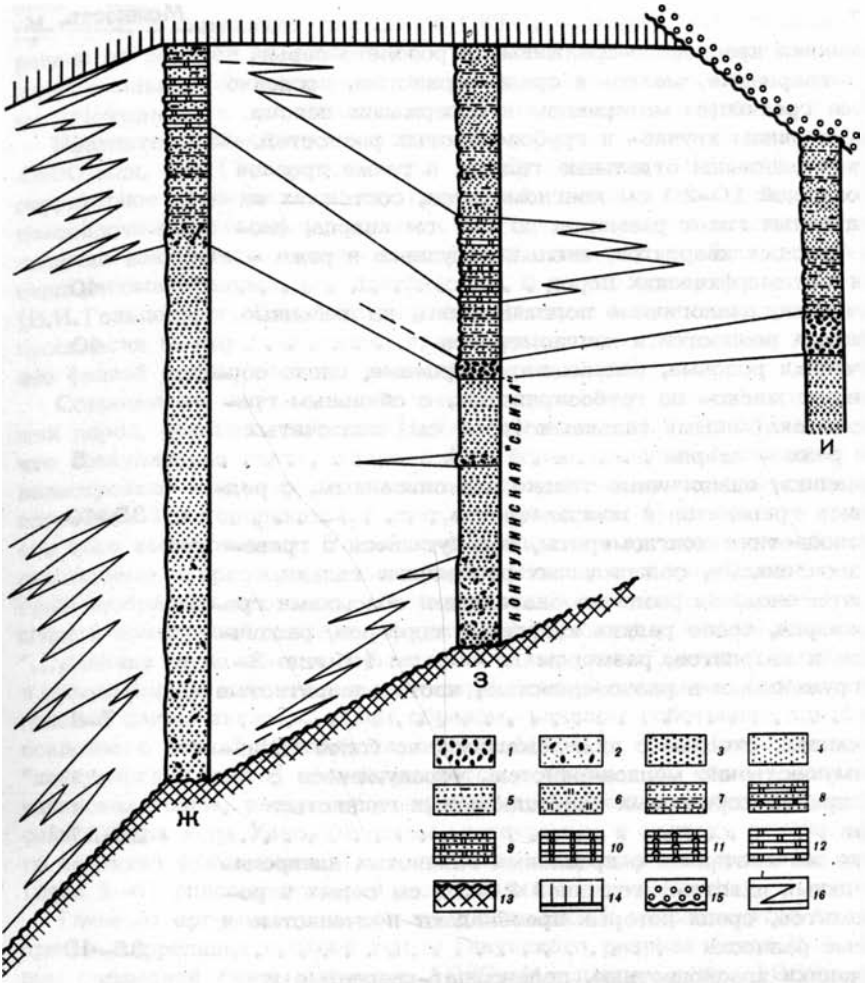
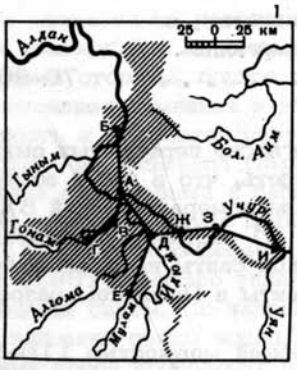
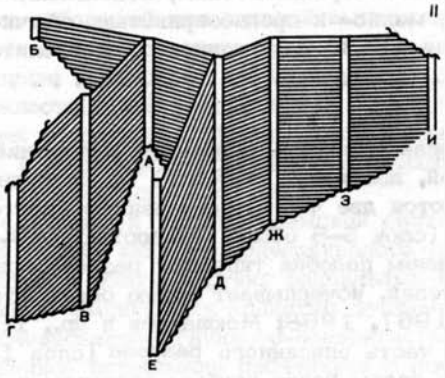


Рис. 9. Схема сопоставления разрезов гонамской свиты

1 – конгломераты; 2–8 – песчаники: 2 – с рассеянными гальками, 3 – преимущественно средне-, грубозернистые, 4 – преимущественно мелкозернистые, 5 – глинистые, 6 – с доломитовым цементом и доломитистые, 7 – с прослоями глинистых алевролитов и аргиллитов, 8 – с прослоями карбонатных пород; 9–12 – доломиты: 9 – песчанистые, 10 – оолитовые, 11 – строматолитовые, 12 – пелитоморфные; 13 – архейский фундамент; 14 – омахтинская свита; 15 – тоттинская свита среднего рифея; 16 – линии сопоставления и основ-







ные фациальные изменения. А–И – разрезы: А – р. Учур вблизи устья Суклана, Б – левый берег р. Учура у переката Чертов, В – левобережье р. Гонама, в 4 км к востоку от горы 1291,0, Г – правобережье р. Гонама на склонах горы 1356,0, Д – правобережье р. Идюма, Е – правобережье р. Мулама, Ж – правобережье р. Учура около устья Тыаллааха, З – правобережье р. Учура против устья Гивуна, И – р. Учур между устьями рек Уяна и Сайана; I – схема размещения разрезов и выходы гонамской свиты в современном срезе (заштриховано); II – схема пространственного размещения стратиграфических колонок

не имеет разрез на правобережье Учура против устья руч. Гивун (см. рис. 9,3). Здесь на кристаллических породах архея залегают:

	Мощность, м
1. Песчаники красновато-оранжевые и розовато-серые, полевошпат-кварцевые, мелко- и среднезернистые, послойно обогащенные гравийным материалом и содержащие неясно ограниченные линзы крупно- и грубозернистых разностей. В песчаниках рассеяны отдельные гальки, а также прослои и линзы толщиной 10–20 см конгломератов, состоящих из хорошо окатанных галек размером до 5–7 см кварца, фиолетовых и красных кварцитов, кислых эффузивов и реже – гранитов и метаморфических пород	40
2. Песчаники, аналогичные подстилающим, но лишенные грубозернистых разностей и конгломератов	40
3. Песчаники розовые, полевошпат-кварцевые, плохо сортированные, от мелко- до грубозернистых, с обильным гравием и плохо окатанными гальками (до 5 см) полосчатых кварцитов, реже – кварца	5
4. Песчаники, аналогичные только что описанным, с редкими линзами гравелитов и конгломератов	35–40
5. Красноцветные конгломераты, чередующиеся с гравелитами и песчаниками, содержащими рассеянные гальки. Конгломераты сложены различно окатанными обломками гранитоидов, кварца, более редких кварцевых порфиров, различных гнейсов и кварцитов, размером до 6–8 см (обычно 3–5 см), погруженными в разнозернистые, часто алевритистые песчаники	7–8
6. Песчаники, сходные с нижележащими, но более глинистые, преимущественно мелкозернистые, чередующиеся с прослоями красно-коричневых тонкоплитчатых глинистых алевролитов	25–27
7. Такие же песчаники с прослоями глинистых алевролитов и с редкими пластами толщиной 20–50 см серых и розовых доломитов, среди которых преобладают песчанистые и алевритистые разности	35–40
8. Песчаники красноцветные, полевошпат-кварцевые и кварцевые, мелко- и среднезернистые, обычно глинистые, с прослоями в 10–30 см слюдистых алевролитов и аргиллитов	70–90

Суммарная мощность описанных отложений, согласно перекрытых омахтинской свитой, достигает 260–290 м. Нетрудно видеть, что в них в общем виде выделяются две части, разделенные пластом конгломератов (слой 5). Верхняя часть (слои 5–8 общей мощностью 140–160 м) составом и четырехчленным строением подобна типовому разрезу гонамской свиты и, по мнению ряда исследователей, исчерпывает собою объем этой свиты в Гивунском разрезе (Нужнов, 1967, 1968; Мокшанцев и др., 1968).

Нижняя часть описанного разреза (слои 1–4 общей мощностью 110–120м) выделяется своим более грубым составом и рассматривается названными исследователями как гипостратотип или неостратотип самостоятельной конкулинской свиты.

Представления об объеме и возрасте конкулинской свиты со времени ее выделения В.Р.Алексеевым и Н.С.Шпак в 1956 г. претерпели значительные изменения. Одно время эта свита, составлявшая уянскую серию (Нужнов, Ярмолюк, 1959), считалась догонамской, по нижнерифейской (Келлер и др., 1960; Нужнов, Ярмолюк, 1963; Семихатов и др., 1963). Позднее отложения, входившие в состав конкулинской свиты, были разделены на пять самостоятель-

ных свит (снизу вверх: топориканскую, улкачанскую, элгетейскую, биридинскую и конкулинскую) и сгруппированы в улканскую и уянскую серии (Алексеев и др., 1962; Гамалея и др., 1963; Забродин, 1966; Гамалея, 1968а,б). При этом, в нарушение требований СКТН, название "конкулинская" было сохранено за верхней из свит, хотя отложения стратотипа конкулинской свиты в первоначальном ее понимании оказались, согласно К.Б. Мокшанцеву с соавторами (Мокшанцев и др., 1968), в составе топориканской свиты.

Результаты измерения изотопного возраста улканских пород – более 1700–1800 млн. лет (Тугаринов и др., 1965; Гамалея, 1968а,б) и указания на структурное несогласие между гонамской свитой и нижележащими вулканогенно-осадочными толщами привели к тому, что весь улканско-уянский комплекс, включая конкулинскую свиту в новом ее понимании, в большинстве публикаций стал рассматриваться как дорифейский. В то же время некоторые геологи (В.И.Гольденберг, Г.Ю.Лагздина, А.К.Башарин и др.) говорили об отсутствии несогласия между гонамскими и конкулинскими отложениями и считали последние фацией раннегонамских толщ (Башарин, 1967).

Современные данные, касающиеся соотношения конкулинских и подстилающих пород, недавно обобщил А.А.Константиновский (1974). Он подчеркнул, что конкулинская свита отделяется от более древних образований структурной перестройкой и с размывом залегает на различных горизонтах биридинской, элгетейской и топориканской свит, на архейском фундаменте и местами на его коре выветривания. Улканско-биридинские вулканогенно-обломочные полимиктовые и аркозовые толщи формировались в приразломных асимметричных грабенообразных прогибах, а конкулинские олигомиктовые песчаники – в обширной наложенной впадине. С границей биридинской и конкулинской свит "...совпали такие важные события, как прекращение вулканической деятельности и существенные изменения в характере осадконакопления... Накопление конкулинской свиты явилось, таким образом, началом собственно платформенного осадочного чехла" (Константиновский, 1974, с. 81). При этом под названием "конкулинская свита" подразумевается небольшая по объему конгломерато-песчаниковая толща, распространенная на сравнительно небольшой площади в бассейне Учура и на Уяно-Учурском междуречье, к востоку от Идюмо-Хайканского поднятия фундамента. Типом данного подразделения является нижняя толща (слои 1–4) описанного выше разреза около устья Гивуна.

Главным аргументом в пользу догонамского возраста этой толщи является прямая корреляция верхней толщи Гивунского разреза (слои 5–8) со стратотипом гонамской свиты (Нужнов, 1967; Мокшанцев и др., 1968). Такая корреляция основана на представлении о большой латеральной выдержанности гонамских отложений и не выдерживает критики в свете приведенных выше данных. С другой стороны, полное сравнение Гивунского и Тыаллаахского разрезов не оставляет сомнений в их тождестве (см. рис. 9, Ж,3). Между тем принадлежность к гонамской свите всех описанных в Тыаллаахском разрезе пород никогда не вызывала сомнений и подтверждается большим сходством этого разреза с разрезами в бассейне Гонама (см. рис. 9,В,Г).

В верховьях Учура появление в нижней части гонамской свиты конкулинской конгломерато-песчаниковой толщи, как уже подчеркивалось А.К.Башариным (1967), хорошо укладывается в общую картину фациальных изменений названной свиты. По направлению к Омнинскому поднятию фундамента в нижней половине свиты вслед за исчезновением глинисто-алевритистых и карбонатных пород происходит постепенное огрубление песчаников с появлением среди них гравелитов и конгломератов. Эту закономерность в масштабе одного слоя хорошо иллюстрирует пласт конгломератов, залегающий в середине гонамской свиты в верхнем течении Учура (слой 5 гивунского разреза и его аналоги). К западу, в районе устья Тыаллааха, он распадается на отдельные линзы и постепенно исчезает, а к востоку, напротив, увеличивается в мощности и около устья Уяна достигает 18–20 м (см. рис. 9,И). Дальнейшее увеличение относительной роли конгломератов в сложении рассматриваемой толщи происходит в крайних юго-восточных ее разрезах (Башарин, 1967). В

верхней части гонамской свиты на том же протяжении нарастают количество и мощность прослоев несортированных глинистых песчаников, подобных тем, которые появляются в крайних западных, резко сокращенных ее разрезах. Рассмотренные фациальные изменения происходят на фоне явной тенденции к сокращению мощностей гонамской свиты от р. Гонама в восточном направлении.

Изложенные данные позволяют думать, что гонамские отложения накопились в мелководном эпиконтинентальном бассейне. На отдельных участках осадки периодически кратковременно осушались. Западным ограничением бассейна служил Алданский щит, восточным – Омнинское поднятие, а северным – вероятно, Якутское поднятие фундамента; южное ограничение бассейна неизвестно. Значительная фациальная изменчивость отложений и резкие колебания мощностей отражают сложную историю как самого гонамского бассейна, так и областей, служивших источниками терригенного материала. Существовавшая в этом бассейне потенциальная возможность для садки магнезиальных карбонатов реализовалась в развитии доломитового цемента песчаников и алевролитов, а в отдельные моменты и в образовании линз и прослоев хемогенных и фитогенных доломитов.

Заканчивая описание гонамской свиты, отметим, что в ее карбонатных прослоях содержатся пластовые и столбчато-пластовые строматолиты *Omachtenia omachtensis* Nurhn., *Om. uchurica* Nurhn., *Stratifera sp.* и представители I комплекса микрофитолитов З.А. Журавлевой. Глауконит из нижних горизонтов свиты имеет возраст 1500–1570 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968; Семихатов и др., 1973).

Омахтинская свита с постепенным переходом перекрывает гонамскую; граница между свитами условно проводится по появлению ритмичного чередования терригенных пород и разнообразных доломитов.

В стратотипе омахтинской свиты, расположенном на правобережье Учура около устья руч. Бердякит, с постепенным переходом на гонамских песчаниках залегают (рис. 10):

	Мощность, м
1. Пачка ритмично чередующихся красноцветных терригенных и розовато- и желтовато-серых карбонатных пород. В ритмах мощностью от 1 до 5 м наблюдается следующая последовательность: тонкое линзовидное переслаивание песчаников, глинистых алевролитов и аргиллитов, несущих характерные признаки осушения – преимущественно мелкозернистые кварцевые песчаники с кварцевым, а затем доломитовым цементом – песчанистые доломиты – в различной мере опесчаненные оолитовые доломиты – строматолитовые доломиты – песчаники[1]	35–36
2. Песчаники красноцветные, кварцевые, с многочисленными прослоями (до 3–5 см) аргиллитов и алевролитов. В верхней части – два массивных пласта белых разнозернистых доломитистых песчаников с мелкими оолитами	21–22
3. Ритмичная пачка, сходная с описанной в слое 1, но с более редкими и тонкими алеврито-глинистыми прослоями . .	50–53
4. Ритмичная пачка, отличающаяся от подстилающей возрастанием относительной роли песчаников, песчанистых и оолитовых доломитов и сокращением мощности строматолитовых прослоев, которые во многих ритмах вообще отсутствуют	67–69

Суммарная мощность описанных отложений около 180 м; выше после перерыва в обнажении в 12 м залегают песчаники эннинской свиты.

Характерной особенностью омахтинской свиты является ритмичность в чередовании различных типов пород. Эта черта, хорошо выраженная в стратоти-

[1] Более подробное описание пород см. С.Н. Серебряков (1971).

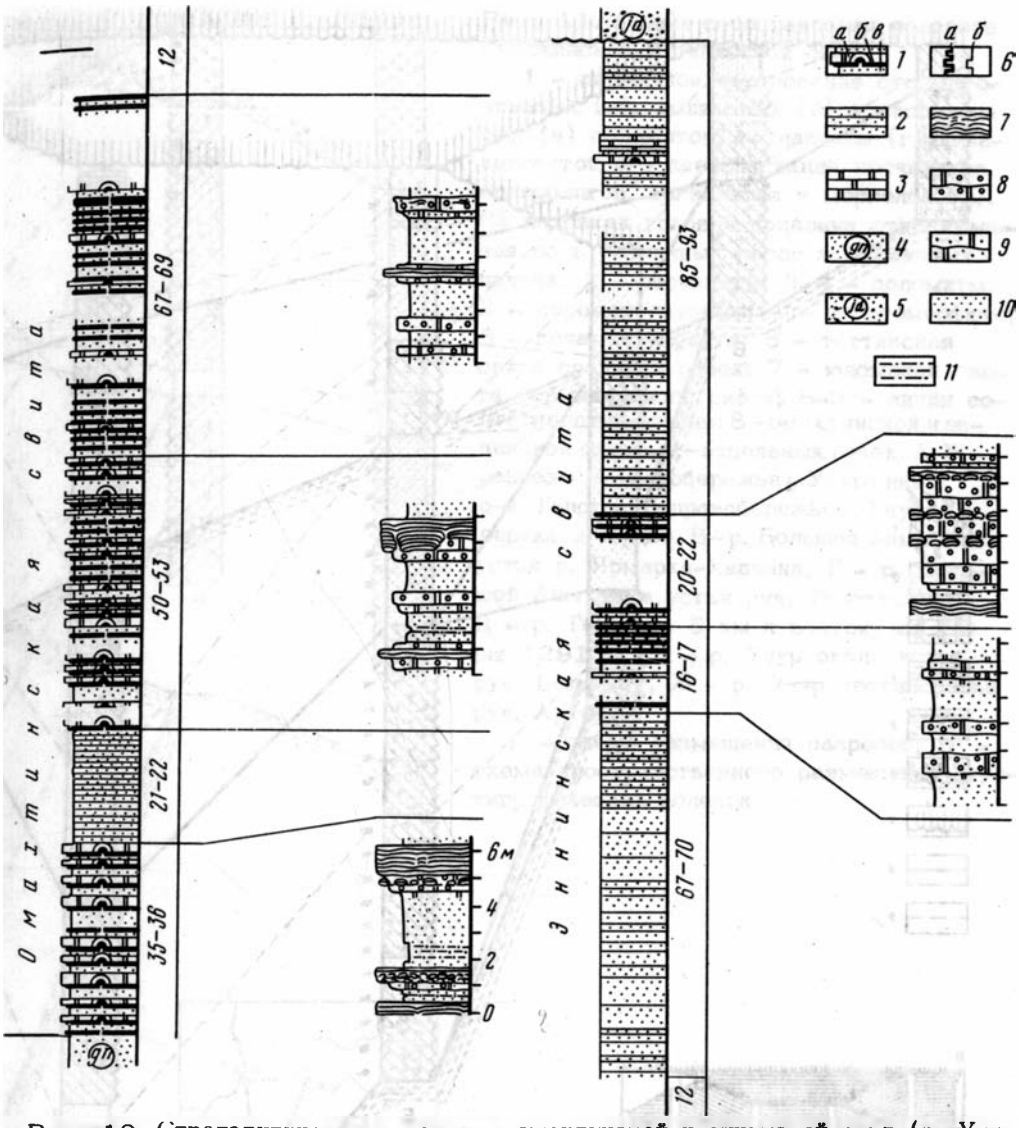
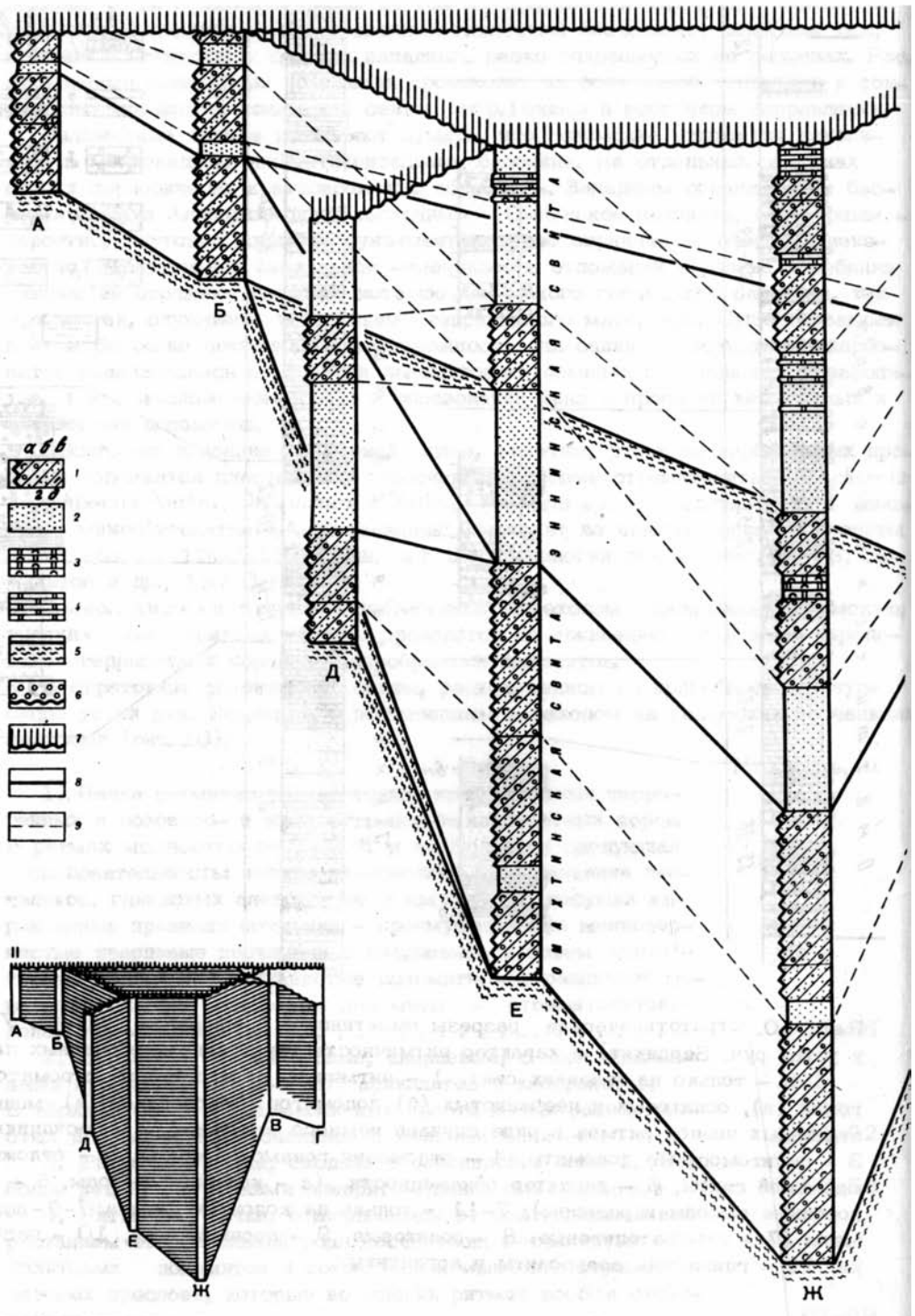


Рис. 10. Стратотипические разрезы омахтинской и эннинской свит (р. Учур у устья руч. Бердякит) и характер ритмичности терригенно-карбонатных пачек

1–6 – только на колонках свит: 1 – ритмичное переслаивание строматолитовых (а), оолитовых и песчанистых (б) доломитов и песчаников (в) – мощность отдельных членов ритмов в ряде случаев немного искажена, 2 – песчаники, 3 – пелитоморфные доломиты, 4 – отложения гонамской свиты, 5 – отложения юдомской свиты, 6 – характер обнаженности (а – коренные выходы, б – полукоренные выходы и развалы); 7–11 – только на колонках ритмов: 7–9 – доломиты (7 – строматолитовые, 8 – оолитовые, 9 – песчанистые), 10 – песчаники, 11 – глинистые алевролиты и аргиллиты

пе, сохраняется по всей площади выходов омахтинских толщ независимо от изменения их мощностей и фаций (рис. 11). Мощности свиты достигают максимальных величин (300–400 м) в среднем течении Идюма и в бассейне Большого Аима и сильно сокращаются (до 40–60 м) в низовьях Учура, при приближении к вероятному западному ограничению бассейна. Зона малых мощностей омахтинских отложений выделяется также в низовьях Гонама и Идюма, где эти отложения сильно обогащены песчаным материалом. Характерно, что именно в этой зоне отмечаются максимальные мощности гонамской свиты.



Учитывая сказанное, можно думать, что редукция терригенно-карбонатной омахтинской свиты здесь объясняется замещением ее нижних горизонтов гонамскими песчаниками.

Общая фациальная изменчивость рассматриваемых отложений хорошо отражена в изменениях слагающих ее ритмов (рис. 12). На обширной территории в бассейне среднего и нижнего течения Учура, в низовьях Алгомы и Идюма в омахтинских толщах в целом сохраняется то строение осадочных ритмов, ко-

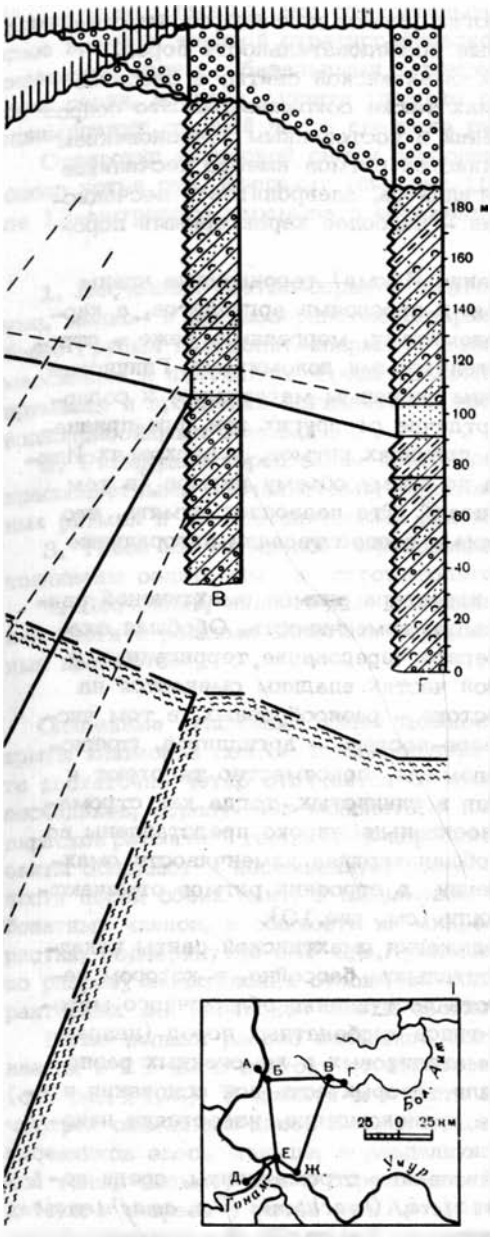


Рис. 11. Схема сопоставления разрезов омахтинской и эннинской свит

1 – ритмичное чередование строматолитовых (а), оолитовых (б) и песчанистых (в) доломитов, песчаников (г) и пакетов тонкого переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей (д). На колонках условно показана относительная роль различных пород в ритмичных пачках; 2 – песчаники; 3–4 – доломиты: 3 – строматолитовые, 4 – пелитоморфные; 5 – гонамская свита; 6 – тоттинская свита среднего рифея; 7 – юдомская свита терминального рифея; 8–9 – линии сопоставления границ: 8 – омахтинской и эннинской свиты, 9 – отдельных пачек. А–Ж – разрезы: А – левобережье р. Учура ниже о-ва Голого, Б – правобережье р. Учура у переката Чертов, В – р. Большой Аим около устья р. Ярмарка-Хапчана, Г – р. Большой Аим ниже устья руч. Галстуктаах, Д – р. Гонам, в 5 км к востоку от горы 1291,0, Е – р. Учур около устья руч. Бердякит, Ж – р. Учур против устья руч. Артын.

I – схема размещения разрезов; II – схема пространственного размещения стратиграфических колонок

торое было описано в стратотипе. С востока на запад здесь наблюдается лишь постепенное увеличение красноцветности терригенных и особенно карбонатных пород. В отличие от этого в нижнем течении Гонама в составе ритмов резко возрастает роль песчаников, а среди карбонатных пород практически исчезают строматолитовые разности. Эти изменения сопровождаются уменьшением мощностей ритмичных пачек и, как уже говорилось, общей редукцией омахтинских отложений. Противоположный характер изменений наблюдается в восточном направлении. В верхнем течении Учура (к востоку от Идюмо-Хайканского поднятия) отложения приобретают серую окраску, а количество песчаников резко сокращается. Их место в ритмах обычно занимают пакеты тонкого линзовидного переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников или песчаников и доломитов. Среди карбонатных пород уменьшается роль онколитовых разностей, а строматолитовых, напротив, увеличивается; их пласты нередко достигают

мощности 3–3,5 м. Над ними в кровле многих ритмов появляются хемогенные доломиты, завершающие трансгрессивные последовательности пород.

В северных и северо-восточных выходах омахтинской свиты, в бассейне Большого Аима, роль песчаников в ее ритмах также сокращается. Это сопровождается увеличением глинистости отложений и постепенным исчезновением оолитовых доломитов. В основании большинства ритмов вместо песчаников залегают пакеты тонкого переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчанистых алевролитов с доломитовыми мергелями – наиболее характерными породами данной зоны.

На юге Учурской впадины (верхнее течение Идюма) терригенные члены ритмов представлены песчаниками с линзами и прослоями аргиллитов, а карбонатные – глинистыми и песчанистыми доломитами, мергелями, реже – строматолитовыми и подчиненными им микрофитолитовыми доломитами. Глинистые доломиты и мергели здесь обычно обогащены песчаным материалом и содержат многочисленные линзы песчаников. В отличие от других зон, где признаки осушения осадков четко локализованы на границах ритмов, в верховьях Идюма трещины усыхания нередко фиксируются по всему объему ритмов (в том числе в некоторых строматолитовых доломитах). Это позволяет думать, что на юге Учурской впадины в омахтинское время господствовали литоральные условия.

Рассмотренные латеральные изменения характера ритмов омахтинской свиты демонстрируют ее существенную фациальную изменчивость. Обобщая сказанное, отметим, что сравнительно равномерное чередование терригенных и карбонатных пород в центральной и западной частях впадины сменяется на юго-западе господством песчаников, на востоке – разнообразных, в том числе хемогенных, доломитов, а на юге и северо-востоке – аргиллитов, глинистых доломитов и мергелей. Оолитовые доломиты повсеместно тяготеют к более песчанистым фациям и почти исчезают в глинистых, тогда как строматолитовые обычно избегают первых, но относительно широко представлены во вторых. К сказанному надо добавить, что общая картина изменчивости омахтинской свиты более сложна, так как вариации в строении ритмов отмечаются не только по латерали, но и по вертикали (см. рис.10).

Изложенные данные показывают, что отложения омахтинской свиты накапливались в весьма мелководном эпиконтинентальном бассейне, в котором периодически менялась не только интенсивность поступления обломочного материала, но и относительная роль различных типов карбонатных пород (направленная смена обломочных, оолитовых, строматолитовых и хемогенных разностей доломитов). Среди этих карбонатов, для которых есть все основания принимать первичное осадочно-диагенетическое происхождение, известняки неизвестны.

В описанных отложениях развиты многочисленные строматолиты, среди которых доминируют представители групп *Stratifera*, *Omachtenia* (*Om. omachtemsis* Nuzhn., *Om. uchurica* Nuzhn.), реже встречаются *Colonnella* sp., желваковые формы и, по данным С.В.Нужнова (1967), *Kussiella* sp. Все эти морфологически различные строматолиты связаны между собой латеральными и вертикальными взаимопереходами и обычно объединены одной микроструктурой (Серебряков, 1971, 1975; Комар и др., 1973). Омахтинские микрофитолиты наиболее подробно изучила Л.И.Нарожных (1965, 1973), которая указывает отсюда *Osagia libidinosa* Z. Zhur., *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., *Glebosites magnus* Nar., *Nelcanella amulikania* Zabr., более редкие *Osagia uchurica* Nar., *Radiosus shenkmani* Zabr., *R. kussiensis* Zabr., *Vesicularites rotundue* Z. Zhur., *Nelcanella stellata* Vol. et Drozd. и другие формы; большинство из них известны также в карбонатных пластах гонамской свиты. K-Ar возраст глауконита из нижней части свиты по р.Большой Аим составляет 1400 млн. лет (Геохронология докембрия.., 1968).

Эннинская свита объединяет терригенно-карбонатные толщи, завершающие разрез учурской серии; она согласно перекрывает близкие по составу омахтинские отложения и не везде четко отделяется от них (Серебряков, 1975;

Комар и др., 1977). Это обстоятельство, как мы увидим ниже, привело в свое время к крупной стратиграфической ошибке: корреляции типовых разрезов эннинской свиты с базальными терригенными горизонтами более молодой майской серии, которая развита главным образом в более восточных районах и принадлежит средней части среднего рифея.

Стратотип эннинской свиты расположен на правом склоне долины Учура около устья руч. Бердякит (см. рис. 10). Здесь над омахтинской свитой после 12-метрового перерыва в обнаженности залегают:

	Мощность, м
1. Песчаники светло-серые и желтоватые, реже – красные, мелко- и среднезернистые, кварцевые, с прослоями более грубых глауконит-кварцевых разностей, косослоистые, массивные и плитчатые. Среди последних – многочисленные примазки и прослойки аргиллитов с трещинами усыхания и волноприбойными знаками	67–70
2. Ритмичное чередование преобладающих песчаников с красноцветными песчанистыми, оолитовыми, а в отдельных ритмах и строматолитовыми доломитами	16–17
3. Такое же ритмичное чередование, но песчаники в нем подчинены оолитовым и строматолитовым доломитам . . .	20–22
4. Песчаники, аналогичные описанным в слое 1, в верхней части с редкими пластами строматолитовых и хемогенных доломитов . . . . . видимая	85–93

Описанные отложения общей мощностью около 200 м трансгрессивно перекрыты юдомской свитой терминального рифея. В этом разрезе эннинская свита достаточно четко отличается от омахтинской преобладанием сероцветных песчаников, образующих монолитные пачки, и преимущественно красноцветной окраской ритмичной терригенно-карбонатной толщи. Вместе с тем названные свиты обладают и несомненным большим сходством. Оно выражено в однотипности пород обеих свит, в одинаковом характере ритмичности терригенно-карбонатных членов, в общности их микрофитолитовой и строматолитовой характеристик, подчеркнутой еще С.В.Нужновым (1960, 1967), и в увеличении вверх по разрезу омахтинских отложений количества песчаников (в особенности характерных для эннинской свиты светло-серых глауконитовых разностей).

Более полный разрез эннинской свиты общей мощностью 280–290 м вскрывается в 25 км к востоку от стратотипа, по р.Учур против устья руч. Артын (см. рис. 11,Ж). В нижней его части выделяются стратиграфические аналоги четырех описанных пачек Бердякитского разреза, но мощности обеих пачек песчаников здесь меньше, а разделяющей их ритмичной терригенно-карбонатной толщи больше, чем в стратотипе. Выше аналогов четвертой пачки Бердякитского разреза у устья руч. Артын залегает 75–85-метровая пачка ритмичного чередования сероцветных кварцевых песчаников, песчанистых, оолитовых и строматолитовых доломитов, а затем обособляется пачка (12–15 м) красноцветных пелитоморфных плитчатых доломитов с редкими строматолитами; она с размывом перекрывается юдомскими песчаниками.

Артынский разрез эннинской свиты, вероятно, является стратиграфически наиболее полным. Вместе с тем из-за появления верхней ритмичной толщи, увеличения мощности и карбонатности нижней ритмичной толщи и сокращения мощности песчаниковых пачек эннинская свита по своему строению еще больше приближается к омахтинской.

Значительная роль песчаников в сложении нижней части эннинской свиты сохраняется в низовьях Гонама (см. рис. 11,Д). По мере удаления от этих районов происходит быстрая редукция обеих терригенных пачек. Так, мощность нижней из них в бассейне Большого Аима, в верховьях Идюма и Мулама составляет 10–15 м, а на левобережье Учура, в районе переката Чертов, – всего 4–5 м (см. рис. 11 А, Б, В, Г). В результате терригенные пачки как бы

растворяются внутри однородной терригенно-карбонатной толщи, которая по набору пород и характеру их чередования очень сходна с омахтинской свитой и обнаруживает те же тенденции фациальных изменений. По существу, неразличимы эти свиты и по систематическому составу содержащихся в них микрофитолитов и строматолитов (Нужнов, 1960, 1967; Комар и др., 1973; Серебряков, 1975; Комар и др., 1977). Поэтому не случайно эннинские отложения в бассейне Большого Аима включались в состав омахтинской свиты, а при поисках аналогов песчаниковых пачек стратотипа эннинской свиты внимание прежде всего привлекали мономиктовые обломочные толщи основания майской (керпыльской, по принятой нами схеме) серии более восточных зон Учуро-Майского района. И, хотя некоторые геологи Алданской экспедиции НПО "Аэрогеология" высказывались против такой корреляции, именно раннемайские толщи, в соответствии со взглядами В.А. Ярмолюка (1946), в ходе среднемасштабной геологической съемки были сопоставлены с эннинскими карбонатно-терригенными толщами Учура (Нужнов, Ярмолюк, 1959, 1963; Зленко и др., 1960; Нужнов, 1967), и термин "эннинская свита" стал широко употребляться для обозначения совокупности этих отложений. Более того, со временем произошла подмена понятий, и в качестве типично эннинских, вопреки положению стратотипа, начали рассматриваться базальные песчаники майской серии.

Если принять традиционную корреляцию эннинских и раннемайских толщ (а такая корреляция безраздельно господствовала в литературе начиная с середины 50-х годов), то неминуемо придется признать, что между омахтинской и эннинской свитами в Учурской впадине существует принципиальное структурное несогласие. Дело в том, что майская серия залегает трансгрессивно на подстилающих породах, выходя к востоку и к юго-западу от Учурской впадины прямо на кристаллический фундамент (Нужнов, 1967; Язков и др., 1968), а в полных разрезах между учурскими и майскими отложениями вклинивается самостоятельная аимчанская серия (Комар и др., 1970; Семихатов, 1974; Серебряков, 1975).

Приведенные данные о структурном и вещественном единстве омахтинской и эннинской свит решительно противоречат идее о значительном предэннинском перерыве, а ряд данных опровергает корреляцию эннинской свиты Учура с базальной частью майской серии бассейна р.Маи. К косвенным аргументам, говорящим против такой корреляции (Серебряков, 1975), в последнее время прибавились прямые данные: в бассейне Большого Аима было установлено трансгрессивное залегание базальных песчаников майской серии на разных горизонтах эннинской свиты. В принятой нами схеме расчленения Учуро-Майского разреза эти песчаники относятся к нижней части тоттинской свиты керпыльской серии (Комар и др., 1970, 1977). На правобережье Гонама, выше устья р.Князь-Юряха тоттинские отложения в их типичном выражении несогласно залегают на породах гонамской свиты, а далее к северо-западу (Язков и др., 1968) выходят прямо на архейский фундамент. В то же время эннинские отложения повсеместно тесно связаны с омахтинскими и являются, таким образом, естественным членом учурской серии.

Касаясь терминологического аспекта рассматриваемого вопроса, надо подчеркнуть, что в современной литературе под названием "эннинская свита" описываются две разновозрастные толщи. Применение этого названия к одной из них защищается приоритетом, а ко второй - многолетней традицией. Желая избежать терминологических трудностей и учитывая сходство эннинских и омахтинских отложений, один из авторов данного раздела предлагал вообще отказаться от первого названия и включать эннинские отложения в состав омахтинской свиты sensum lato (Серебряков, 1975). Однако это предложение, идущее вразрез с требованиями СКТН, порождает новые номенклатурные трудности, заставляя говорить об омахтинской свите sensum lato и sensum stricto. Поэтому в настоящей работе эннинская свита сохраняется в стратиграфической шкале региона в первоначальном понимании в соответствии с ее стратотипом. Вместе с тем из сказанного ясно, что объем учурской серии должен быть

увеличен за счет включения в нее эннинской свиты в объеме ее типовых разрезов. Что же касается существенно песчаниковых толщ нижней части майской серии бассейна р.Маи, то их А.Л.Ставцев на Рабочем совещании по стратиграфии докембрия Дальнего Востока предложил именовать кондерской свитой (Хабаровск, апрель 1976 г.).

Северная часть юдомо-майского прогиба

В этом районе учурская серия, как уже отмечалось, залегает в ядрах положительных структур и расчленяется на две свиты – трехгорную и димскую. Лучшие их разрезы известны в присводовой части Горностахской антиклинали, пересекаемой р.Белой в районе устья р.Трехгорки.

Трехгорная свита наиболее полно вскрыта в истоках руч.Светлого, в разрезе, который летом 1975 г. был любезно показан нам И.Г.Волкодавом и А.И.Старниковым. Здесь от уреза воды к водоразделу между Светлым и Трехгоркой наблюдается следующая последовательность толщ:

	Мощность, м
1. Песчаники светло-серые и серые, кварцевые, кварцитовидные, мелко- и среднезернистые, толстоплитчатые, в верхней половине толщи с подчиненными прослоями в 3–5 см темно-серых тонкослоистых алевролитов, содержащих тонкие примазки аргиллитов. Обычна косая слоистость, волноприбойные знаки; реже встречаются трещины усыхания. В кровле – 1,5-метровый пласт строматолитовых, а в 22–24 м ниже – оолитовых сильно песчанистых доломитов.	Видимая, 140–160
2. Алевролиты темно-серые и черные, тонкоплитчатые, с примазками черных аргиллитов, с редкими прослоями песчаников, аналогичных описанным в слое 1. В нижней части породы слабо доломитисты и содержат отдельные прослойки серых глинистых доломитов (8–12 см), а в 30–32 м от подошвы – пласт (65–70 см) строматолитовых доломитов.	170–180
3. Алевролиты черные, глинистые, тонкоплитчатые, прослоями известковистые, в нижней части с мелкими линзами и прослойками (0,5–3 см) тонкозернистых глинистых известняков и возникающих за их счет плоскогалечных эндокластических конгломератов, а в верхних 70–80 м равномерно чередующиеся с 2–5-сантиметровыми прослойками темных известняков	450–500
4. Чередование толстых (до 1,5–2 м) монолитных пластов серых тонкозернистых доломитов, неравномерно обогащенных грубым песчаным материалом, и более редких, несколько менее мощных пластов средне- и крупнозернистых кварцевых косослоистых песчаников с карбонатным или кварцевым цементом. Отдельные прослои плоскогалечных эндокластических конгломератов	140–160
5. Доломиты светло-серые и розоватые, буреющие при выветривании, тонкозернистые, неравномерно обогащенные крупными (до 1–1,5 мм) зернами кварца и (или) онколитами, чередующиеся с подчиненными прослоями серых тонкоплитчатых глинистых доломитов и более редких алевролитов. Встречаются отдельные горизонты (0,5–1 м) пластовых строматолитов, латерально связанные с эндокластическими конгломератами	250–280

Суммарная видимая мощность описанных пород около 1200–1300 м. В приведенном разрезе они с угловым несогласием перекрываются кварцевыми

песчаниками среднерифейской талынской свиты. Несколько севернее из-под предталынского среза появляются отложения димской свиты, согласно залегающие на аналогах пачки приведенного разреза (видимая мощность около 200 м).

Строматолиты трехгорной свиты представлены эндемичными столбчато-пластовыми формами в нижней терригенной части и, по данным И.Г.Шаповаловой (1974), стратиферами и нуклееллами плохой сохранности – в верхней, карбонатной. Среди микрофитолитов отсюда определены *Osagia pulla* Z. Zhur., *Radiosus tenebricus* Z. Zhur. и другие характерные нижнерифейские формы.

Обращает на себя внимание, что мелководные текстуры известны только у видимого основания и в верхней части трехгорной свиты, тогда как ее средняя часть представлена однородными частично известковистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями известняков. Наличие известкового материала резко выделяет трехгорную свиту среди всех прочих нижнерифейских толщ Сибирской платформы и ее обрамления, в которых карбонатные породы неизменно представлены чистыми доломитами. Видимо, в рассмотренном разрезе мы имеем дело с относительно более глубоководными фациями. К западу от приведенного разреза в хребте Эбейке-Хаята вероятные аналоги трехгорной свиты в значительной своей части, по данным А.И.Горбунова, представлены песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, появление которых, очевидно, отражает приближение к краю бассейна.

Димская свита также имеет карбонатно-терригенный состав, но хорошо отличается от трехгорной по четкой ритмичности в чередовании различных терригенных и карбонатных пород. В разрезе, вскрытом на левом склоне долины р.Белой, ниже устья р.Трехгорки, в димской свите выделяется пять толщ, различающихся по количественному соотношению терригенных и карбонатных пород и по строению ритмов. Для нижней толщи, согласно налегающей на доломиты трехгорной свиты, характерны ритмы следующего строения (см. рис. 12): темно-серые аргиллиты и (или) алевролиты – серые тонкослоистые песчаники с непостоянным количеством прослоев аргиллитов и алевролитов, а у кровли иногда и с линзами доломитов – серые, в той или иной мере песчанистые доломиты, иногда микрофитолитовые или обломочные. Мощность таких ритмов колеблется от 0,8 до 7 м, обычно составляя 2-4 м. Соотношение различных типов пород меняется от ритма к ритму. В большинстве из них карбонатные породы составляют не более 30-40%, а в других могут господствовать, слагая монолитные пласты в 3-4 м. Четкие строматолиты в них отсутствуют; лишь иногда в доломитах наблюдается неясная тонкая слоистость строматолитового типа. Песчаники составляют обычно 20-30% разреза и, как правило, обладают всем набором мелководных текстур, включая трещины усыхания. Мощность толщи – 160-165 м.

Вторая толща димской свиты характеризуется почти полным исчезновением карбонатных пород. Ее ритмы (см. рис. 12) обычно мощностью 3-6 м начинаются темными тонкослоистыми алевролитами с прослоями аргиллитов, затем следуют мелкозернистые серые кварцевые песчаники с прослоями алевролитов в нижней части и с прослоями или линзами средне- и крупнозернистых песчаников – в верхней. В кровле некоторых ритмов появляются тонкие (20-50 см) пласты глинистых доломитов. Лишь в 25 м от основания толщи выделяется 23-метровая пачка, в которой карбонатные прослои играют видную роль. Лучше всего толща обнажена на северо-восточном отроге горы с отметкой 1433,0, но верхние ее горизонты здесь срезаны разломом. Ее полная мощность может быть оценена в 230-250 м.

Около уреза р. Белой над породами только что описанной толщи вскрывается новая карбонатно-терригенная толща (около 400-500 м), по составу и строению близкая к первой. Ее отличают только несколько большие предельные мощности терригенных членов ритмов и появление среди карбонатных пород строматолитовых разностей (пластовые и столбчато-пластовые, частично окремненные формы).

Следующая (четвертая) толща димской свиты (около 350-450 м) отличается от нижележащей менее четкой ритмичностью, некоторым увеличением от-

носительной роли карбонатных пород и появлением красноцветных разностей алевролитов и аргиллитов.

Завершает разрез свиты четко ритмичная сероцветная толща, для которой характерны ритмы следующего строения: кварцевые мелко- и среднезернистые песчаники, у основания иногда чередующиеся с алевролитами и (или) аргиллитами – песчанистые доломиты с неравномерным распределением песчаной примеси, количество которой в целом убывает вверх по разрезу каждого ритма – микрофитолитовые песчанистые доломиты – строматолитовые доломиты, присутствующие не во всех ритмах. По разрезу строматолитовых слоев обычно наблюдается смена пластовых строматолитовых построек крупными куполообразными или столбчатыми. Мощность этой толщи около 500–600 м, а общая мощность димской свиты может быть оценена примерно в 1800–2000 м.

Против устья Дима, на северо-западных отрогах вершины с отметкой 1433,0 можно наблюдать, как на различные горизонты этой свиты с угловым и азимутальным несогласием налегают кварцитовидные песчаники талынской свиты, открывающие собой разрез аимчанской серии среднего рифея (Комар и др., 1970, 1977; Шаповалова, 1974; Серебряков, 1975).

Ассоциация строматолитов димской свиты включает известную из верхней ее толщи *Kussiella kussiensis* (Masl.) и развитые по всему разрезу *Gongylina differenciata* Kom., *Nucleella figurata* Kom., а также *Stratifera* sp. и *Omachtenia* sp. Микрофитолиты представлены *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., *Osagia pulla* Z. Zhur. и другими. Этот комплекс форм надежно определяет возраст вмещающих отложений как раннерифейский (Воронов и др., 1966; Комар и др., 1970, 1973, 1977; Шаповалова, 1974). В то же время в вышележащей аимчанской серии (в светлинской свите) содержится существенно иная, так называемая светлинская ассоциация строматолитов, открывающая среднерифейскую их последовательность (Крылов и др., 1968; Комар и др., 1970, 1973, 1977; Шаповалова, 1974). K-Ar возраст глауконита из базальной, талынской свиты аимчанской серии (1250–1270 млн. лет) подкрепляет вывод о ее среднерифейском возрасте (Семихатов и др., 1973). Вся двухкилометровая толща димских пород изобилует текстурами, свидетельствующими о мелководных условиях осадконакопления и о периодическом осушении накопившихся отложений.

Вывод о принадлежности описанных свит к нижнему рифею, основанный на составе их строматолитов и микрофитолитов, стратиграфическое положение, общие особенности состава и строения трехгорно-димских отложений уже довольно давно используются для обоснования их корреляции с типовыми разрезами учурской серии (Воронов и др., 1966; Башарин, 1967; Келлер и др., 1967; Комар и др., 1970, 1973; Семихатов, 1974; Шаповалова, 1974; Шаповалова, Ян Жин-шин, 1974; Серебряков, 1975; и др.). При этом названия свит "трехгорная" и "димская" стали нередко рассматриваться как излишние синонимы гонамской и омахтинской свит. В самом деле, димские отложения по общему набору пород и, главное, по характерной ритмичности в их чередовании очень сходны с отложениями верхней части учурской серии – и не только с омахтинскими, но и с эннинскими – и по этим признакам четко выделяются среди прочих свит учуро-майского рифея. Однако сейчас нет никаких данных для суждения о соотношении объемов димских и омахтинско-эннинских отложений. Точно так же мы не можем говорить о соответствии стратиграфического положения границ между трехгорной и димской свитами, с одной стороны, и гонамской и омахтинской – с другой, тем более, что трехгорные и гонамские отложения существенно различаются по составу и строению. Учитывая сказанное, представляется оправданным сохранить в региональной стратиграфической шкале самостоятельные схемы деления учурской серии Учурской впадины и северной части Юдомо-Майского прогиба.

Суммируя данные по двум зонам развития учурской серии, следует подчеркнуть, что эти отложения занимают четкое стратиграфическое положение между верхними горизонтами афебия и базальными толщами среднего рифея, заключают глауконит с K-Ar возрастом 1400–1570 млн. лет и содержат бо-

гатые комплексы строматолитов и микрофитолитов, известные из нижнерифейских серий других регионов. Все пять форм строматолитов, описанные из учурской серии *(Kussiella kussiensis, Omachtenia omachtensis, Om. uchurica, Gongylina differenciata, Nucleella figurata)*, встречаются в нижнерифейских толщах Анабарского массива, три формы *(K. kussiensis, G. differenciata* и *N. figurata)* являются общими с одновозрастными отложениями Оленекского поднятия, а две *(K. kussiensis* и *G. differenciata)* - и с бурзянской серией Урала. Среди микрофитолитов учурской серии, определенных отсюда Л.Н.Нарожных (1965, 1973), В.Е.Забродиным и З.А.Журавлевой, по существу, все встречаются в нижнем рифее на Анабарском массиве, а значительная часть, кроме того, - на Оленекском поднятии и на Урале. Вместе с тем участники Второго всесоюзного коллоквиума по микрофитолитам (Новосибирск, 1975 г.), просмотрев коллекцию онколитов омахтинской и эннинской свит, представленную С.Н. Серебряковым, отметили в ней только эндемичные формы. Однако это заключение никак не может повлиять на общий вывод о том, что учурская серия принадлежит к числу наиболее достоверно доказанных отложений нижнего рифея.

АНАБАРСКИЙ МАССИВ

На Анабарском массиве к нижнему рифею относится терригенная мукунская серия и нижняя часть карбонатной билляхской серии. Эти толщи в виде двух узких протяженных (до 250–300 км) полос с запада и востока окаймляют выходы кристаллического фундамента в ядре массива. Опорный их разрез, расположенный на западном склоне массива (бассейн р.Котуйкан), недавно был подробно описан в специальной книге (Опорный разрез..., 1970), по материалам которой приводится характеристика мукунской серии; билляхская серия описана по нашим данным (Серебряков, 1975).

Мукунская серия с резким несогласием налегает на породы фундамента и на их кору выветривания. На западном склоне массива она расчленяется на четыре свиты: ильинскую, бурдурскую, лабазтахскую, а также усть-ильинскую, иногда относимую к билляхской серии. Их суммарная мощность по р.Котуйкан 600–700 км.

Ильинская свита в нижней части (до 80 м) сложена главным образом красноцветными кварцевыми песчаниками и гравелитами, часто заключающими в цементе каолинит. В ее основании в депрессиях домукунского рельефа местами наблюдаются грубые брекчии (0,3–30 м) и налегающие на них или прямо на фундамент конгломерато-брекчии из окатанных и угловатых обломков выветрелых кристаллических пород (0,3–6 м). Венчает разрез нижней части ильинской свиты покров основных эффузивов мощностью 3–4 м. Верхняя часть свиты (155–160 м), отделенная от нижней размывом, представлена преимущественно грубыми песчаниками и гравелитами с прослоями и линзами конгломератов с гальками кварца, кварцитов, песчаников, кремнистых алевролитов, иногда основных эффузивов и кристаллических сланцев. Вышележащую бурдурскую свиту (200–220 м) слагают красноцветные кварцевые, часто сильно железистые песчаники, от мелкозернистых до гравелистых, местами с рассеянными гальками архейских пород. Более молодая лабазтахская свита отличается от подстилающих появлением полевошпат-кварцевых и кремнисто-кварцевых разностей песчаников и гравелитов, а также более светлой, обычно серой окраской. Она расчленяется на две подсвиты, нижняя из которых (120 м) имеет преимущественно песчаный, а верхняя (50–55 м) - существенно гравелитовый состав и содержит линзы и пласты конгломератов. Усть-Ильинская свита (55 м) - это переслаивающиеся серые алевролиты и аргиллиты, подчиненные песчаники и доломиты. Возраст глауконита из нижнего горизонта ее песчаников определен в 1480 и 1400 млн. лет, а из средней части свиты - в 1350 млн. лет (Геохронология докембрия, 1968; Опорный разрез.., 1970).

Для терригенных пород всей мукунской серии характерны разнообразные горизонтально-, волнисто- и косослоистые текстуры, трещины усыхания, сле-

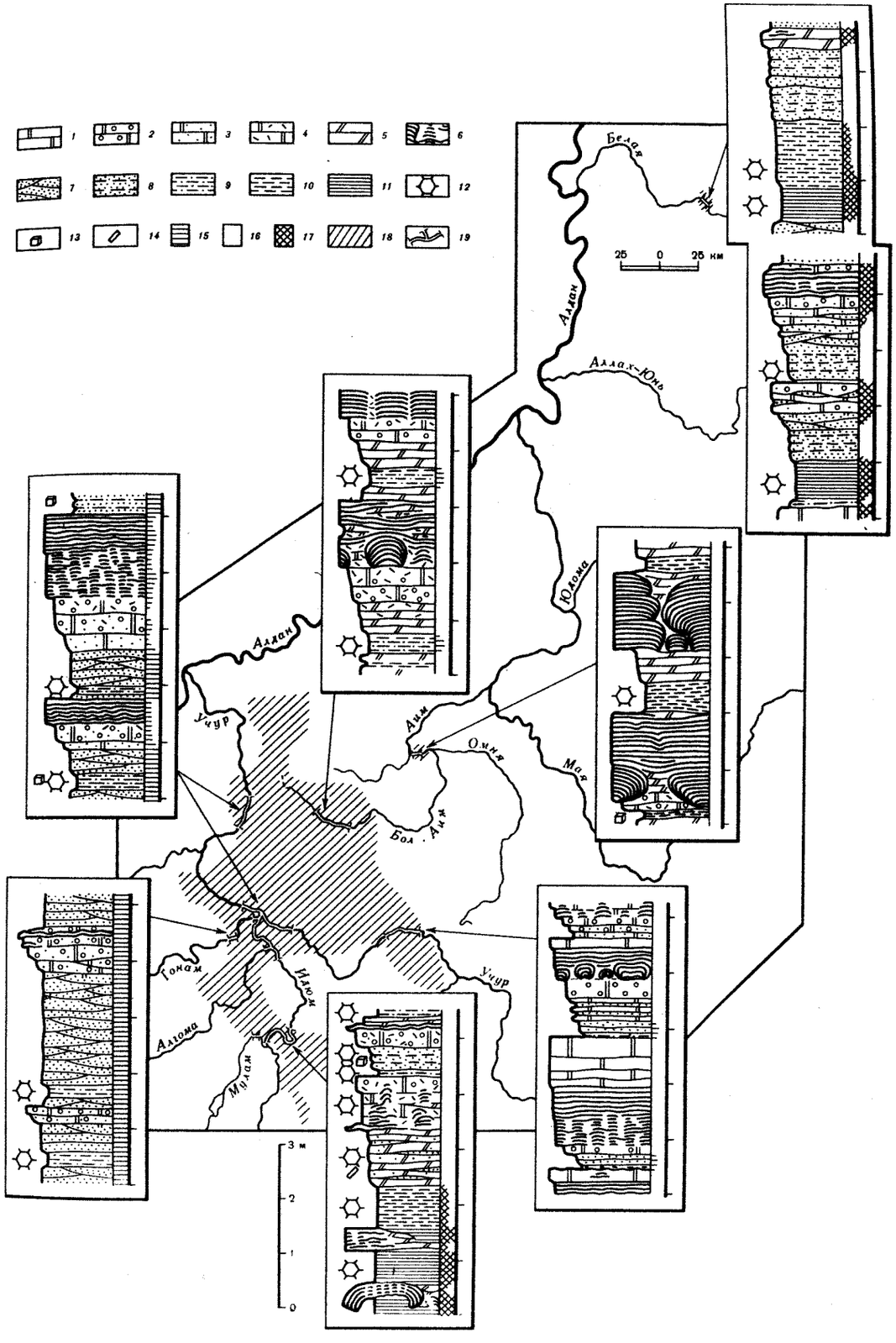


Рис. 12. Характер ритмичности отложений омахтинской и димской свит в различных зонах их развития

1–4 – доломиты: 1 – пелитоморфные, 2 – оолитовые, 3 – песчанистые, 4 – обломочные; 5 – глинистые доломиты и мергели; 6 – строматолиты; 7 – песчаники; 8 – песчаники с примазками и тонкими прослойками аргиллитов; 9–10 – тонкое переслаивание: 9 – песчаников, алевролитов и аргиллитов, 10 – алевролитов, аргиллитов, мергелей и песчаников; 11 – глинистые алевролиты и аргиллиты; 12 – трещины усыхания; 13 – глиптоморфозы по галиту; 14 – щели от выщелачивания гипса; 15–17 – окраска пород: 15 – красноцветная, 16 – серая, 17 – темно-серая и черная; 18 – выходы на поверхность омахтинской (на юго-западе) и димской (в бассейне р. Белой) свит; 19 – положение разрезов, имеющих данный тип ритмичности

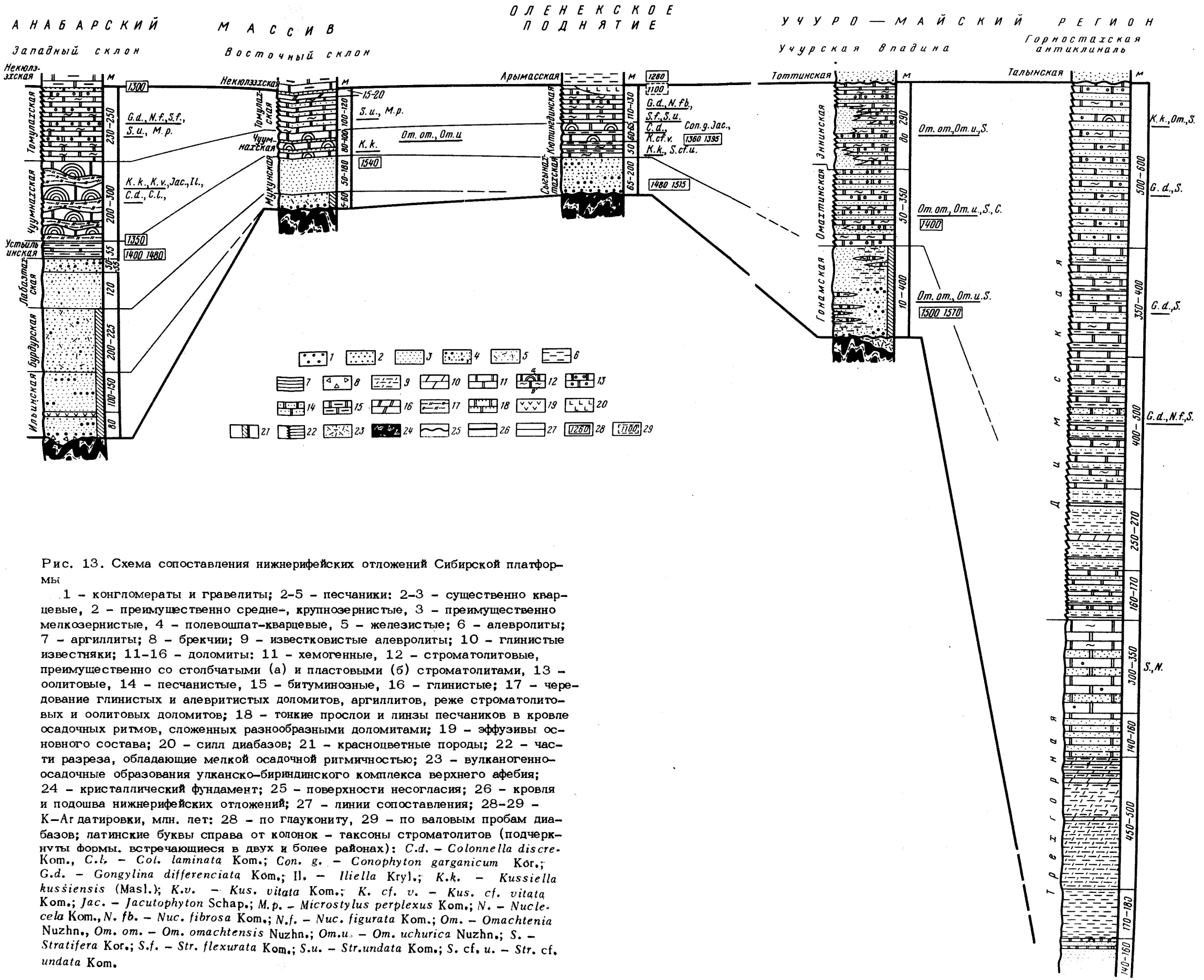


Рис. 13. Схема сопоставления нижнерифейских отложений Сибирской платформы

1 – конгломераты и гравелиты; 2–5 – песчаники: 2–3 – существенно кварцевые, 2 – преимущественно средне-, крупнозернистые, 3 – преимущественно мелкозернистые, 4 – полевошпат-кварцевые, 5 – железистые; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты; 8 – брекчии; 9 – известковистые алевролиты; 10 – глинистые известняки; 11–16 – доломиты: 11 – хемогенные, 12 – строматолитовые, преимущественно со столбчатыми (а) и пластовыми (б) строматолитами, 13 – оолитовые, 14 – песчанистые, 15 – битуминозные, 16 – глинистые; 17 – чередование глинистых и алевритистых доломитов, аргиллитов, реже строматолитовых и оолитовых доломитов; 18 – тонкие прослои и линзы песчаников в кровле осадочных ритмов, сложенных разнообразными доломитами; 19 – эффузивы основного состава; 20 – силл диабазов; 21 – красноцветные породы; 22 – части разреза, обладающие мелкой осадочной ритмичностью; 23 – вулканогенно-осадочные образования улканско-биридинского комплекса верхнего афебия; 24 – кристаллический фундамент; 25 – поверхности несогласия; 26 – кровля и подошва нижнерифейских отложений; 27 – линии сопоставления; 28–29 – K–Ar датировки, млн. лет: 28 – по глаукониту, 29 – по валовым пробам диабазов; латинские буквы справа от колонок – таксоны строматолитов (подчеркнуты формы, встречающиеся в двух и более районах): *C.d.* – *Colonnella discrepans* Kom., *C.l.* – *Col. laminata* Kom.; *Con. g.* – *Conophyton garganicum* Kor.; *G.d.* – *Gongylina differenciata* Kom.; Il. – *Iliella* Kryl.; *K.k.* – *Kussiella kussiensis* (Masl.); *K.v.* – *Kus. vitata* Kom.; *K. cf. v.* – *Kus. cf. vitata* Kom.; *Jac.* – *Jacutophyton* Schap.; *M.p.* – *Microstylus perplexus* Kom.; *N.* – *Nucleacela* Kom., *N. fb.* – *Nuc. fibrosa* Kom.; *N.f.* – *Nuc. figurata* Kom.; *Om.* – *Omachtenia* Nuzhn., *Om. om.* – *Om. omachtensis* Nuzhn.; *Om.u.* – *Om. uchurica* Nuzhn.; *S.* – *Stratifera* Kor.; *S.f.* – *Str. flexurata* Kom.; *S.u.* – *Str.undata* Kom.; *S. cf. u.* – *Str. cf. undata* Kom.

ды ряби и течений. На границах свит, подсвит, пачек, а иногда и внутри последних фиксируются следы локальных размывов.

Четыре свиты мукунской серии без существенных изменений прослеживаются вдоль западного склона Анабарского массива от р.Фомич на севере до правых притоков р.Аганыли на юге (Савицкий и др., 1959), а затем последовательно срезаются старореченской свитой юдомского комплекса (Комар, 1966).

На восточном склоне массива аналоги мукунской серии имеют сокращенную мощность – от 240–250 м на юге до 50–100 м на севере – и, как и на западе, расчленяются на две части – нижнюю, красноцветную и верхнюю, серо-цветную (Савицкий и др., 1959). В основании разреза, выполняя неровности рельефа фундамента, залегают вишнево-красные грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты с гальками кварца, реже – кристаллических сланцев и гранитоидов (5–60 м). Эти породы по составу и, согласно В.Я. Кабанькову, по набору тяжелых минералов сходны с бурдурской свитой опорного разреза. Верхняя часть разреза, по положению отвечающая лабаэтахской и устьильинской свитам (рис. 13), представлена кварцевыми, преимущественно мелкозернистыми песчаниками розовато-серой, а выше – светло-серой окраски. K-Ar возраст глауконита из этих песчаников 1540 млн. лет (Гаррис и др., 1964).

Билляхская серия связана с мукунской постепенным переходом; нижняя ее граница условно проводится по появлению в разрезе первого горизонта строматолитовых доломитов. Нижнерифейская часть серии расчленяется в последнее время (Злобин, 1968) на две свиты: чуумнахскую и томулахскую, которые отвечают соответственно нижней и верхней подсвитам котуйканской свиты прежней стратиграфической схемы.

Чуумнахская свита (200–300 м) имеет существенно доломитовый состав, разнообразную, преимущественно серо-цветную окраску и расчленяется на восемь пачек, которые попарно образуют четыре крупных осадочных цикла. Нижняя часть каждого из них сложена часто чередующимися пластами глинистых и алевритистых доломитов, более редких аргиллитов и пластовых строматолитов. Среди этих пород обычны прослои и линзы плоскогалечных эндокластических конгломератов, с которыми ассоциируют мелкие биогермы столбчатых строматолитов, а в третьем снизу ритме – и микрофитолитовые доломиты, заключающие нижнерифейские формы онколитов и катаграфий (Журавлева, 1964; Мильштейн, 1965, 1970). Строматолитово-микрофитолитовая пачка третьего ритма (от 24 до 37 м) является важнейшим маркирующим горизонтом чуумнахской свиты. Верхнюю часть циклов слагают строматолитовые доломиты, образующие крупные, сложно построенные биогермы, из-за появления и выклинивания которых мощности отдельных пачек сильно меняются по простиранию (см. Серебряков, 1975, рис. 17).

Среди столбчатых строматолитов свиты господствуют *Kussiella (K. kussiensis, K. vitata), Colonnella (C. discreta, C. laminata, C. cormosa)* и *Omachtenia* (Комар, 1964, 1966; Голованов, 1970). В нижней половине свиты им сопутствуют редкие постройки байкалоидного облика, недавно выделенные в группу *Iliella* (Крылов, 1975), а в верхней пачке – единичные *Jacutophyton*. Все эти морфологические разности строматолитов тесно связаны между собой и объединены общими микроструктурами. Чаще других встречается микроструктура, типичная для *Kussiella kussiensis*, реже – описанная для *K. vitata* и *Colonnella discreta*. Две последние из них, вероятно, представляют собой форму сохранности первой из упомянутых микроструктур.

Томулахская свита согласно перекрывает чуумнахскую и отличается частым ритмичным переслаиванием различных типов доломитов при практическом отсутствии столбчатых строматолитов. В нижней части томулахской свиты чередуются монолитные пласты (0,8–4 м) серых пелитоморфных доломитов и прослои (0,5–1 м) пластовых строматолитов. В 40–50 м от основания свиты к ним добавляются серые оолитовые, обломочные и песчанистые доломиты, а затем и кремовые фарфоровидные доломиты. Все эти породы слагают регрессивные ритмы мощностью от 0,5 до 12 м, наиболее ярко выраженные у

кровли свиты (Серебряков, 1971, 1975). Полные ритмы начинаются хемогенными, а заканчиваются обломочными и песчанистыми доломитами; у кровли свиты их нередко венчают линзовидные прослои кварцевых среднезернистых песчаников (0,5–5 см), местами переходящих в гравелиты. Эта верхняя, относительно обогащенная песчаниками пачка (16–18 м) иногда рассматривается как базальный горизонт следующей свиты (Комар, 1966; Опорный разрез.., 1970). Однако общий набор пород и характер ритмичности связывают данную пачку с подстилающими отложениями и отличают от более молодых толщ, оправдывая отнесение ее к томулахской свите. Граница последней с налегающей на нее некюлээхской (юсмастахской) свитой проводится по появлению темных битуминозных доломитов (Савицкий и др., 1959). Мощность томулахских отложений 160–180 м.

Среди строматолитов томулахской свиты господствуют пластовые разности. В нижней части это *Stratifera undata* Kom., а выше *S. flexurata* Kom. et Gol. и *Gongylina differenciata* Kom, с которыми латерально связаны желваковые *Nucleella figurata* Kom. В средней части свиты присутствуют также мелкие (до 40 см) биогермы с миниатюрными столбчатыми *Microstylus perplexus* Kom. Микрофитолиты этой свиты, по мнению З.А. Журавлевой (1964), относятся к нижнерифейскому комплексу, а по мнению В.Е. Мильштейн (Опорный разрез.., 1970), возможно, являются уже среднерифейскими. Возраст глауконита из песчаников верхней пачки свиты 1300 млн.лет (Семихатов и др., 1973).

Чуумнахская и томулахская свиты, подобно свитам мукунской серии, без существенных изменений прослеживаются вдоль западного склона Анабарского массива, а на южном и северном его склонах трансгрессивно перекрываются отложениями терминального рифея. На восточном склоне массива, по данным Вл.А. Комара (1966), одновозрастные толщи сокращены по мощности и имеют несколько иной состав (см. рис. 13). Наиболее полный их разрез наблюдается в бассейне р. Дьюген и на широтном участке р. Большой Куонамки. В этом разрезе на мукунских песчаниках залегает 80–100-метровая толща чередующихся массивных, часто строматолитовых желтовато- и розовато-серых доломитов с постепенно исчезающими вверх грубоплитчатыми разнозернистыми кварцевыми песчаниками и песчанистыми доломитами. Эта толща по присутствию *Kussiella kussiensis* (Masl.) и стратиграфическому положению сопоставляется с чуумнахской свитой западного склона. Выше в восточных разрезах залегают серые, реже – пестрые грубоплитчатые и массивные доломиты с прослоями песчанистых и глинистых разностей (100–120 м). В нижней их части содержатся *Stratifera undata* Kom. и *Microstylus perplexus* Kom. – две формы строматолитов, типичные для томулахской свиты. К аналогам этой же свиты на восточном склоне, возможно, относится и вышележащая пачка песчаников и глинистых доломитов (15–20 м), подстилающая коричневатые битуминозные доломиты, типичные для более молодой некюлээхской свиты.

Помимо перечисленных строматолитов, в рассматриваемых отложениях восточного склона Анабарского массива содержатся *Omachtenia uchurica* Nuzhn., *Om. omachtensis* Nuzhn. и желваковые постройки с той же микроструктурой (Шаповалова, Крылов, 1976). К сожалению, точная привязка этих форм к разрезу неизвестна.

Среди строматолитов чуумнахской и томулахской свит пять форм – *Kussiella kussiensis, Gongylina differenciata, Nucleella figurata, Omachtenia omachtensis* и *Om. uchurica* – являются общими с нижнерифейскими отложениями Учуро-Майского района, а первые две формы, кроме того, – и с бурзянской серией Урала. Эта общность, состав микрофитолитов чуумнахской свиты и изотопные датировки глауконитов однозначно доказывают наличие нижнего рифея в Анабарском разрезе. Нижняя граница нижнего рифея здесь несколько условно проводится по основанию мукунской серии, отделенной несогласием от кристаллических образований с возрастом более 2000–2100 млн. лет (см. гл. II). Данные о положении верхней границы нижнего рифея в Анабарском разрезе несколько противоречивы. С одной стороны, в томулахской свите присутствуют строматолиты, обычно не встречающиеся в среднем рифее, с другой стороны,

В.Е. Мильштейн допускает принадлежность развитых здесь микрофитолитов к среднему рифею, а К-Ar возраст глауконита из кровли этой свиты при ортодоксальной интерпретации – среднерифейский. Опираясь на строматолиты и на корреляцию с разрезом Оленекского поднятия (см. ниже), мы проводим границу нижнего и среднего рифея на Анабарском массиве по кровле тумулахской свиты. Упомянутая ранее общность строматолитовой характеристики, радиометрические данные, а также сходство стратиграфического положения и литологического состава описанных отложений Анабарского массива и учурской серии Учуро–Майского региона уже довольно давно служат обоснованием их корреляции (Стратиграфия СССР, 1963; Семихатов и др., 1963, 1973; Комар, 1966; и др.).

ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Как и в двух ранее рассмотренных районах, нижнерифейские отложения на Оленекском поднятии в общем виде имеют двучленное строение: базальная терригенная и вышележащая доломитовая толщи. Терригенная толща известна здесь как сыгынахтахская, а доломитовая – как кютингдинская свиты (Битерман, Горшкова, 1962; Журавлева и др., 1962; Комар, 1966; и др.). Они слагают неширокую (9–15 км) полосу, протягивающуюся на 50–60 км вдоль северо-западного склона поднятия, в верховьях рек Кюютингдэ и Солооли.

Сыгынахтахская свита с резким угловым и структурным несогласием залегает на метаморфизованных песчаниках, кварцитах и сланцах эекитской серии афебия или на коре выветривания этих пород; возраст эекитской серии, как мы видели в гл. II, превосходит 1900–2000 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968).

В сложении сыгынахтахской свиты господствуют светло-серые гравелиты, разнозернистые существенно кварцевые песчаники и конгломераты с гальками кварца и иногда эекитских пород; изредка встречаются значительные (до 10 м) линзы зеленых, белых и красных кварцитов (иногда с глауконитом) и пестрых полевошпат-кварцевых песчаников. По р. Солооли последние преобладают в верхних 40–50 м свиты. У ее кровли повсеместно прослеживается 15–20-метровая пачка чередующихся кварцевых разнозернистых песчаников с доломитовым цементом и песчанистых доломитов. Для терригенных пород свиты характерны косая слоистость, волноприбойные знаки и трещины усыхания.

Максимальная мощность свиты не превышает 200 м (Виноградов и др., 1961; Битерман, Горшкова, 1962; Комар, 1966). По данным А.А. Красильщикова, проводившего геологическую съемку основного поля развития сыгынахтахских отложений, их мощность несколько меньше и убывает с юго-запада на северо-восток от 100–120 м в стратотипе (руч. Сыгынахтах) до 65–80 м на р. Солооли. К-Ar возраст глауконита из нижней части свиты составляет 1515 и 1480 млн. лет (Геохронология докембрия.., 1968; Семихатов и др., 1973).

Кютингдинская свита суммарной мощностью 230–250 м связана с сыгынахтахской постепенными переходами и, по данным И.М. Битермана, Вл.А. Комара и С.Н. Серебрякова, отчетливо разделяется на три части (см. рис. 13). Нижняя толща мощностью около 50 м сложена чередующимися пластами разнообразных доломитов (от 5 см до 1,5 м) и алевролитов (от 10 см до 2,5 м). Доломиты представлены светло-серыми и розовато-серыми строматолитовыми, обломочными и хемогенными разностями, частично замещающими друг друга по простиранию. Обломочные доломиты образованы главным образом плоскогалечными эндокластитами, сложные линзы которых обычно разделяют строматолитовые и хемогенные доломиты. В кровле доломитовых пластов нередко наблюдается примесь грубозернистого кварцевого материала. Алевролиты рассматриваемой толщи – зеленовато-серые, кварцевые. Они содержат рассеянные зерна кварца грубой песчаной или гравийной размерности, линзы песчаников, небольшие слои и примазки серых шелковистых аргиллитов, а также биогермы строматолитов плохой сохранности, линзы обломочных и хемо-

генных доломитов. Для алевролитов характерны знаки ряби, трещины усыхания и неровные границы чередующихся пластов с линзовидным захождением обломочных пород в карбонатные.

Среди строматолитов нижней толщи кютингдинской свиты господствуют желваковые и пластовые постройки (*Stratifera* cf. *undata* Kom.); реже встречаются крупные (диаметром до 20 см) столбчатые неветвистые строматолиты с глубоким подгибом слоев и, по данным Вл.А. Комара (1966), – *Kussiella kussiensis* (Masl.). Интересно отметить, что некоторые пластовые строматолиты из основания толщи несут на своей поверхности трещины усыхания.

Средняя толща кютингдинской свиты налегает на неровную поверхность подстилающих алевролитов и в разрезе по р. Кюютингдэ расчленяется на пять пачек, общей мощностью 60–65 м:

	Мощность, м
1. Серые, преимущественно строматолитовые доломиты. В нижних 5–5,5 м они заключают крупные (диаметром до 1,5 м) *Jacutophyton* с отростками длиной до 40 см, а выше, после небольшого (0,1–0,6 м) прослоя хемогенных доломитов, содержат чередующиеся горизонты тех же крупных *Jacutophyton* и более мелких *Colonnella discreta* Kom. Центральные столбы якутофитонов определены Вл. А. Комаром (1966) как *Conophyton garganicum* Kor.; аналогичную микроструктуру имеют и их ответвления	22–23
2. Алевролиты зеленовато-серые, глауконит-кварцевые, тонкоплитчатые, заключающие крупные (диаметром до 3 м и мощностью до 1,5 м) биогермы сильно перекристаллизованных строматолитов *Kussiella* cf. *vitata* и *Conophyton*. Глауконит этой пачки датирован в 1360, 1395 млн. лет (Геохронология докембрия.., 1968)	12–15
3. Строматолитовые доломиты, пятнистые, кирпично-красные и зеленоватые, сильно перекристаллизованные, аналогичные породам, слагающим биогермы в подстилающей пачке. Строматолиты представлены крупными *Conophyton, Jacutophyton, Colonnella,* а у основания – более мелкими пологоарочными формами, групповая принадлежность которых неясна	2,5–3,5
4. Алевролиты, аналогичные описанным в пачке 2, но не содержащие биогермов	5,5–6,5
5. Строматолитовые доломиты, серые, искристые, разделенные невыдержанными тонкими (30–40 см) прослоями зеленовато-серых аргиллитов на четыре монолитных пласта. Строматолиты представлены тесно сближенными крупными (диаметр 1–3 м) столбами *Colonnella cornosa* Kom., а в основании каждого из трех верхних пластов – более мелкими (диаметр 0,1–0,25 м) *Kussiella* cf. *vitata* Kom.	23–26

Верхняя толща кютингдинской свиты начинается светло-серыми грубоплитчатыми доломитами с прослоями и линзами белых скрытозернистых разностей. Эти доломиты разделены на слои мощностью 0,5–2,0 м тонкими прослойками зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов. В 14–15 м от подошвы толщи появляются пласты строматолитовых, а в 39–40 м от подошвы – онколитовых доломитов. Количество тех и других вверх по разрезу быстро растет, и в верхней части толщи среди них сохраняются лишь небольшие прослои плитчатых хемогенных доломитов. Окраска пород при этом меняется от светло-серой до темно-серой. По всему разрезу описанной 110–130-метровой толщи развиты линзы кремней. Строматолиты представлены пластовыми *Stratifera undata* Kom., *S.* cf. *undata* Kom., *S. flexurata* Kom., *Gongylina differenciata* Kom., *Nucleella fibrosa* Kom. (Комар, 1966); здесь же встречаются представители I комплекса микрофитолитов (Журавлева, 1964).

На границе кютингдинской и вышележащей среднерифейской арымасской свит практически повсеместно развит мощный силл габбро-диабазов, имеющих K-Ar возраст 1100 млн. лет. Лишь на правобережье руч. Улахан-Юеттээх, примерно в 7 км от его устья, над силлом сохраняется небольшая пачка (3,2 м) серых ороговикованных строматолитовых доломитов кютингдинской свиты, на которые без видимых признаков несогласия (непосредственный контакт не вскрыт) налегают темно-серые и розоватые плитчатые алевролиты базальной толщи арымасской свиты. K-Ar возраст глауконита из этой толщи 1250-1265 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968).

Нижнерифейский возраст сыгынахтахской и кютингдинской свит обосновывается комплексом данных. Строматолиты и микрофитолиты кютингдинской свиты имеют ряд общих групп и форм с ассоциациями из чуумнахско-томулахских толщ Анабарского массива и из учурской серии Учуро-Майского региона, а K-Ar датировки глауконита из этих отложений очень близки между собой. Нижнерифейские толщи Оленекского поднятия и Анабарского массива также обладают несомненным сходством в строении и составе. По набору чередующихся пород верхнекютингдинская толща близка к томулахской свите и отличается от нее, по существу, лишь отсутствием четкой ритмичности их переслаивания. Чередование пачек карбонатных и терригенных пород двух нижних толщ кютингдинской свиты напоминает чуумнахскую свиту Восточного Прианабарья, а сыгынахтахская свита близка мукунской серии. Напомним, что сравниваемые толщи сближает и наблюдаемая в них последовательность строматолитов: в нижних частях карбонатных толщ как в оленекском, так и в анабарском разрезах развиты *Kussiella kussiensis* и *Colonnella discreta*, а в верхних - *Stratifera undata* и затем *S. flexurata* и *Gongylina differenciata* (Комар, 1966). Наметившаяся на Анабарском массиве тенденция к выклиниванию нижних горизонтов нижнерифейских отложений в восточном направлении, возможно, получает свое дальнейшее развитие в оленекских разрезах. На эту мысль наводят сравнительно небольшие мощности сыгынахтахской свиты и относительно "молодые" датировки глауконита из ее базальной части.

Изложенные данные о сходстве палеонтологической характеристики, стратиграфического положения, изотопного возраста и состава описанных нижнерифейских отложений Анабарского массива, Оленекского поднятия и Учуро-Майского региона служат обоснованием их корреляции (см. рис. 13).

О ВЫБОРЕ ТИПОВОГО РАЗРЕЗА НИЖНЕГО РИФЕЯ СИБИРИ

Рассмотрев строение нижнерифейских отложений Сибирской платформы, коснемся уже обсуждавшегося в литературе (Семихатов, 1966, 1974; Келлер, Семихатов, 1968; Нужнов, 1968; и др.) вопроса о выборе типового разреза нижнего рифея Сибири. Плохая сохранность строматолитов, обилие мелких разломов, осложняющих структуру сыгынахтахско-кютингдинских толщ, и вероятная редукция нижних горизонтов - все это исключает Оленекский разрез из числа возможных кандидатов в парастратотип нижнего рифея. Выбор в данном случае может идти лишь между Анабарским и Учуро-Майским разрезами. В пользу Учуро-Майского говорят наблюдаемая в нем четкость стратиграфических соотношений нижнерифейских отложений с толщами позднего афебия и среднего рифея, общее единообразие набора фациальных типов гонамских, омахтинских и эннинских отложений и обилие в них строматолитов и микрофитолитов. С другой стороны, нижнерифейский комплекс граничит здесь с подстилающими и перекрывающими отложениями по поверхностям несогласия, соотношения комплекса с отложениями позднего афебия и нижней части среднего рифея вскрываются в двух различных зонах, а строматолитовая характеристика комплекса выводится на основе сопоставления разрезов этих двух зон: Учурской впадины и северной оконечности Юдомо-Майского прогиба. Руководящие нижнерифейские строматолиты известны во второй из названных зон, но встречаются в ней довольно редко. Гораздо более обильны строматолиты в нижнем рифее Учурской

впадины, но из присутствующих здесь таксонов лишь две формы омахтений известны вне данной структуры – на востоке Анабарского массива.

По обилию нижнерифейских строматолитов и микрофитолитов межрегионального распространения Анабарский разрез, несомненно, имеет преимущества перед Учуро–Майским, а граница нижнего и среднего рифея проходит в разрезе по р. Котуйкан, согласно нашим данным (Серебряков, 1975), в непрерывной серии отложений. Однако нижняя часть рассматриваемых толщ на Анабарском массиве (мукунская серия) литологически резко отлична от верхней и лишена органических остатков, способных обосновать ее возраст. Мукунская серия предваряется крупным перерывом, а предшествующие ей супракрустальные афебийские породы неизвестны и, судя по всему, вообще отсутствуют на Анабарском массиве. Что же касается верхней границы нижнего рифея, то, как уже говорилось, при современном уровне знаний ее положение в разрезе биллях-ской серии дискуссионно, а некоторые исследователи подвергают сомнению присутствие здесь палеонтологически охарактеризованных среднерифейских отложений.

Итак, рассмотренные отложения представляют собой локально распространенный комплекс, который накопился в мелководных (вплоть до литоральных) условиях в обособленных впадинах по периферии Сибирской платформы. Для пород этого комплекса типичны простота минерального состава (олигомиктовый или мономиктовый кварцевый – для терригенных и чисто доломитовый – для карбонатных) и генетическая связь с переотложением продуктов дорифейских кор выветривания. Эта связь наиболее отчетливо выступает на примере тепторгинской серии и отвечающих ей окуньской и анайской свит Байкало–Патомского нагорья и Западного Прибайкалья, описываемых в следующей главе.

ГЛАВА V

НИЖНИЙ РИФЕЙ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ И ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Определение объема, а иногда и само выделение нижнерифейских отложений в данном регионе связано со значительными трудностями. Это объясняется тем, что в основу установления нижнего рифея здесь положены не палеонтологические или радиологические, а общегеологические данные: стратиграфическая позиция толщ между несогласно залегающими палеонтологически доказанными среднерифейскими отложениями и радиологически датированными нижнепротерозойскими (афебийскими) образованиями. Положение усугубляется тем, что упомянутые толщи развиты в трех обособленных районах – в Патомском нагорье, Северо-Байкальском нагорье и Западном Прибайкалье, – а их соотношения с позднеафебийскими гранитами в первом из этих районов в настоящее время трактуются противоречиво (прорывание или налегание).

ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ

В Патомском нагорье к нижнему рифею обычно относят тепторгинскую серию. Большинством геологов она рассматривается в объеме двух свит – пурпольской и медвежевской. До недавнего времени принималось, что пурпольская свита несогласно налегает на нижнепротерозойские (афебийские) метаморфические толщи и на прорывающие их граниты чуйского, кодарского, уголиканского и амандракского комплексов. Их возраст оценивается в 2000–2100 млн. лет на основании наиболее древних K-Ar датировок слюд из кодарских, уголиканских и амандракских гранитов и вмещающих их метаморфитов. U-Pb возраст кодарских гранитов на основании резко дискордантных определений оценивают в 1770±90 млн. лет (Геохронология докембрия..., 1968; Мануйлова, 1973). Прямые геологические соотношения тепторгинской серии с вулканогенно-осадочной акитканской серией и прорывающими ее гранитами ирельского комплекса, завершающими афебийскую последовательность данного района, неизвестны. По некоторым косвенным данным, большинство геологов считают, что тепторгинская серия моложе акитканской (Мац, Бухаров, 1967; Геохронология докембрия..., 1968; Мац и др., 1968; Мануйлова, 1973; и др.). Лишь немногие геологи полагают эти серии одновозрастными (Салоп, 1964; и др.).

До последних лет вывод о несогласном налегании тепторгинских отложений на чуйские и кодарские граниты по существу ни у кого не вызывал сомнения. Это налегание было зафиксировано во многих пунктах Патомского нагорья и подтверждалось широким распространением в Лонгдорском, Тонодском и Чуйском антиклинориях допурпольской коры выветривания упомянутых гранитов (Головенок, 1964, 1966, 1967, 1971; Мац и др., 1969; Потороченко, Наумова, 1971; Попов, 1972). В противовес этому недавно были опубликованы материалы о том, что в междуречье Нечеры и Бульбухты нижнепротерозойские граниты прорывают отложения пурпульской и медвежевской свит (Кориковский, Федоровский, 1970; Федоровский, 1972). Мы не будем вдаваться в обсуждение этого дискуссионного вопроса, требующего для своего разрешения дополнительного материала. Отметим только, что Ю.А. Тумольский и В.И. Лифшиц, которые в 1974 г. проводили крупномасштабную геологическую съемку одного из участков, послуживших основой для новой интерпретации соотношений гранитов с пурпольскими отложениями, не подтвердили такую интерпретацию.

Характер верхнего контакта тепторгинских отложений в принятом нами объеме достаточно определен: на верхнюю, вулканогенно-терригенную медвежевскую свиту этой серии, а иногда и на пурпольские кварциты с несогласием налегает мощная терригенная толща баллаганахской серии. Последняя согласно подстилает палеонтологически охарактеризованные отложения среднего рифея и по своему положению и корреляции также обычно относится к среднему рифею (Келлер и др., 1967; Дольник, Воронцова, 1974).

Пурпольская свита в современном срезе обнажена главным образом на крыльях крупных антиклинориев (Чуйского, Тонодского и Лонгдорского). А.Н. Потороченко, Ю.Г. Попов и другие исследователи выделяют в ее составе четыре горизонта.

1. Базальный горизонт кварцитов, кварцевых и кварцитовидных песчаников (400–550 м), сложенный мономиктовыми сероцветными и реже – розоватыми и вишневыми псаммитами и псефитами, среди которых залегают прослои высокоглиноземистых сланцев, иногда составляющие до 50% разреза, а в отдельных участках и пласты доломитов.

2. Горизонт высокоглиноземистых сланцев (45–500 м), который местами (бассейн р. Олонгды, оз. Догалдынское) налегает прямо на дорифейские образования. В зонах слабого метаморфизма он сложен хлорит–серицит–пирофиллитовыми сланцами, содержащими, по данным А.Н. Потороченко (1971), гидрослюды и каолинит (?). В зонах повышенного метаморфизма горизонт представлен кристаллическими сланцами, содержащими дистен и ставролит. Мономиктовые кварцевые песчаники, слагающие часть горизонта, встречаются повсеместно и в сложении пачки местами играют одинаковую роль со сланцами. С этим горизонтом связаны пласты и линзы диаспоровых бокситов мощностью до 30 см.

3. Песчаниковый горизонт (300 м) в большинстве районов сложен кварцевыми и полевошпат–кварцевыми (до 15% полевого шпата) песчаниками и гравелитами, окрашенными в красные (Лонгдорский и Чуйский антиклинории) или серые (Тонодский антиклинорий) тона. Этим породам подчинены алевролиты и сланцы.

4. Горизонт "углистых" алевролитов (40–250 м), развитый лишь на юго-востоке Лонгдорского антиклинория, – монотонная толща темно–серых и черных тонко горизонтально–слоистых алевролитов.

Общая мощность пурпольской свиты меняется от 70 м (район оз. Ничатки) до 1000–1300 м (бассейн р. Джелинды); в районе Тонодского и Чуйского антиклинориев она составляет 300–400 м. Эта свита представляет собой типичную платформенную формацию, генетически связанную с переотложением продуктов коры выветривания. Накопление осадков происходило в пределах озерно–аллювиальной равнины, которая сменялась в направлении к внутренней части Патомского нагорья морскими бассейнами (Головенок, 1967; Келлер и др., 1968; Потороченко, 1971; Попов, 1972).

Медвежевская свита залегает с размывом на пурпольской, а местами на кодарских гранитоидах и на чуйской свите нижнего докембрия (правобережье рек Нечеры, Бульбухта – материалы Ю.А. Тумольского). В составе медвежевских отложений наибольшим распространением пользуются кварц–полевошпатовые песчаники, алевролиты и сланцы, окрашенные в зеленовато–серые и реже – в красные тона. Этим породам подчинены мелкогалечные конгломераты и гравелиты, а в некоторых районах и горизонты метадиабазов или амфиболитов (измененных основных эффузивов). В юго–западной части нагорья (р. Большая Чуя, правобережье р. Максимихи) вулканиты преобладают в разрезе свиты. Общая мощность толщи колеблется от 150 до 600 м.

Медвежевские отложения, по мнению ряда геологов, не должны включаться в состав тепторгинской серии, так как они знаменуют начало нового этапа развития с четко выраженными геосинклинальными чертами, продолжавшегося в баллаганахское и более позднее время (Головенок, 1967; Потороченко, 1971; Попов, 1972). Однако по общим структурным признакам, степени вторичных преобразований и области распространения она тяготеет к пурпольской свите, а не к баллаганахской серии, отделенной от нее ясным несогласием. Поэтому медвежевская свита рассматривается нами как член тепторгинской серии.

СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЕ НАГОРЬЕ

Присутствие нижнерифейских отложений в этом регионе можно считать установленным относительно хорошо: между палеонтологически доказанным средним рифеем (байкальский комплекс) и радиологически доказанным поздним афебием (акитканская серия), отделяясь несогласиями от тех и от других, здесь залегают

мощные толщи, в верхней своей части содержащие измененный глауконит с К-Ar возрастом 1350 млн. лет. Менее определенен объем отложений, принадлежащих к нижнему рифею. Обычно нижнерифейскими здесь считают терригенные отложения окуньской свиты, а нижележащую вулканогенно-обломочную чайскую свиту относят к акитканской серии – характерному комплексу вулканогенных моласс, завершающих афебий.

Основанием такой точки зрения служит несомненное сходство состава и формационной принадлежности чайской свиты и более глубоких слоев акитканской серии (Мануйлова и др., 1964; Мац и др., 1968; Бухаров, 1973), а также корреляция ее с типичными для акитканской серии вулканогенно-осадочными толщами хибеленской свиты более южных районов Прибайкалья (Мац и др., 1968). Нужно, однако, подчеркнуть, что радиологические доказательства дорифейского возраста получены только для нижних горизонтов акитканской серии; контакты чайской свиты с гранитоидами III фазы ирельского комплекса, завершающими дорифейский магматический цикл данного района, не наблюдаются, а названная свита залегает на подстилающих отложениях трансгрессивно (Дольник, Никольский, 1974). Эти факты иногда рассматриваются как довод в пользу нижнерифейского возраста чайской свиты. В то же время петрохимические и геологические данные показывают, что все вулканиты верхней части акитканской серии комагматичны породам II и III фаз ирельского комплекса (Лобанов, 1964; Бухаров, 1973; Мануйлова, 1973) и подкрепляют мнение о дорифейском возрасте всей акитканской серии. Возраст чайской свиты однозначно не определяют и недавно обнаруженные в ней строматолиты (см. гл. VIII).

Таким образом, вопрос о том, принадлежит ли чайская свита верхнему афебию или нижнему рифею, для окончательного решения еще требует дополнительных данных. В настоящей работе принята традиционная точка зрения о дорифейском (верхнеафебийском) возрасте этой свиты, хотя ранее автор этой главы и высказывался за отнесение ее к нижнему рифею (Дольник, Никольский, 1974).

Безусловно, нижнерифейские отложения в Северо-Западном Прибайкалье представлены окуньской свитой, распространенной на ограниченной территории, в бассейнах рек Чаи и Чуи (см. рис. 4). На р. Чае она без видимого несогласия перекрывает чайскую свиту, а на Чая-Чуйском водоразделе, по данным В.Д. Маца, А.А. Бухарова (Мац, Бухаров, 1967; Мац и др., 1968) и Л.В. Ревякина, трансгрессивно залегает на домугдинской свите и на подстилающих ее метаморфических образованиях. В районе гольца Окунь, где вскрывается наиболее полный разрез свиты, она делится на две подсвиты. Нижняя подсвита (до 1000 м) сложена светло-серыми и красноцветными, обычно косослоистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Отличительной чертой основной массы песчаников и гравелитов нижней подсвиты является их мономинеральный кварцевый состав (97–100% кварца); полевошпат-кварцевые разности пород здесь встречаются как исключение. В ряде горизонтов песчаники содержат глауконит. По всему разрезу нижней подсвиты встречаются пласты и линзы конгломератов с галькой кварца (до 90%), редких кварцевых порфиров и железистых пород. Нижнеокуньские отложения образуют неясно обособленные трансгрессивные ритмы, нижние горизонты которых отличаются более грубозернистым сложением. Изредка в разрезе подсвиты встречаются красные аргиллиты. По данным В.К. Головенка, они содержат до 29% свободного глинозема. Верхняя подсвита окуньской свиты (500–600 м) сложена полевошпат-кварцевыми и полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками вишневого цвета, которые на междуречье Лимпеи и Баргузинки замещаются более грубыми зеленоватыми полимиктовыми разностями.

Особенности состава пород нижней подсвиты показывают, что они образовались за счет размыва химической коры выветривания, тогда как породы верхней подсвиты отражают, видимо, активизацию рельефа в областях сноса. В.Д. Мац (Мац, Бухаров, 1967; Мац и др., 1968) показал, что эти отложения накопились в пределах обширной дельты и представляют чередование морских и континентальных фаций.

В этом регионе к нижнему рифею с достаточной долей уверенности отнесены отложения анайской свиты. Нижняя возрастная граница свиты определяется тем, что она залегает с размывом на эффузивах хибеленской свиты акитканской серии (Мац, Бухаров, 1967), а верхняя – по трансгрессивному налеганию среднерифейских отложений байкальского комплекса.

Анайская свита (более 1000 м) слагает гольцовый массив в осевой части Байкальского хребта в верховьях рек Лены и Большого Аная (см. рис. 4). Согласно В.Д. Мацу с соавторами (1968), она представлена кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и конгломерато-брекчиями, окрашенными в светло-серые или красноватые цвета, а также высокоглиноземистыми хлоритоидными и филлитовидными сланцами. По данным В.Д. Маца и В.Г. Рыбакова, в анайской свите выделяются три части: нижняя, сложенная конгломератами, брекчиями и песчаниками; средняя, представленная чередованием песчаников и высокоглиноземистых хлоритоидных сланцев, и верхняя, сложенная песчаниками с редкими прослоями хлоритоидных и филлитовидных сланцев. Сочетание существенно кварцевых обломочных пород и высокоглиноземистых хлоритоидных сланцев является наиболее характерным признаком рассматриваемых отложений. Местами среди них появляются покровы основных эффузивов. Количество грубообломочных пород в свите закономерно уменьшается с северо-востока на юго-запад и отчасти на юго-восток. Параллельно с этим в юго-западных разрезах пропадает красноцветная окраска пород, а мощность прослоев высокоглиноземистых сланцев возрастает. По условиям формирования и генезису породы анайской свиты не отличаются от окуньских.

Структурные соотношения анайских отложений с подстилающими их хибеленскими образованиями на погружениях ряда положительных структур и появление в основании анайской свиты конгломератов с галькой пород хибеленской свиты привели В.Д. Маца и А.А. Бухарова к выводу о несогласии между названными свитами.

Как уже говорилось, вопрос о возрасте и корреляции рассмотренных отложений Патомского нагорья, Северо-Байкальского нагорья и Юго-Западного Прибайкалья является предметом дискуссии. Некоторые исследователи (Н.В. Суханова, Л.И. Салоп и др.) полагают, что тепторгинская серия в составе пурпольской и медвежевской свит синхронична акитканской серии (хибеленской, чайской и окуньской свитам) Северо-Байкальского нагорья, а та, в свою очередь, отвечает анайской свите более южных районов (Салоп, 1964, 1973; Салоп и др., 1973). При таких сопоставлениях на один уровень помещаются толщи, принципиально различные по степени зрелости терригенного материала (аркозовые и полимиктовые серии, с одной стороны, и мономинеральные кварцевые – с другой). Вряд ли такие различия можно объяснить латеральной неоднородностью обстановки осадконакопления в пределах какого-либо одного отрезка времени, как считают упомянутые геологи. В свете всего изложенного о структурных соотношениях и минеральных особенностях рассматриваемых толщ представляется более правильным эти контрастные по составу толщи связывать с двумя последовательными этапами развития данного региона (Мануйлова и др., 1964; Головенок, 1964, 1967; Мац, Бухаров, 1967; Келлер и др., 1967; Мац и др., 1968, 1969; и др.).

Другие исследователи (Неелов, Кориковский, Федоровский, 1970; Федоровский, 1972), как мы видели, полагают, что пурпольская свита древнее кодарских гранитов и их аналогов в Тонодском и Чуйском антиклинориях (минимальный возрастной предел 1900–2000 млн. лет). Если это так, то придется отказаться от корреляции названной свиты с окуньско-анайскими толщами Прибайкалья, которые, судя по соотношениям с акитканскими вулканитами, моложе 1700 млн. лет. Встав на эту точку зрения, невозможно объяснить многократно описанные примеры налегания пурпольской свиты на кору выветривания различных архейских пород, в том числе чуйских и кодарских гранитов.

Большинство геологов признают пурпольские отложения более молодыми, чем чуйские и кодарские граниты и, опираясь на литологические критерии и

сходство стратиграфического положения, сопоставляют тепторгинскую серию, окуньскую и анайскую свиты между собой, считая их единой формацией переотложенной коры выветривания (Головенок, 1964, 1967; Мац, Бухаров, 1967; Келлер и др., 1967; Мац и др., 1968, 1969; Сидоренко, Чайка, 1970; Попов, 1972; Семихатов, 1974; и др.). Обоснованием нижнерифейского возраста этой формации служат рассмотренные выше стратиграфические соотношения окуньско-анайских отложений со среднерифейскими и с позднеафебийскими образованиями, а также единичная датировка глауконита.

Как бы ни решились вопросы внутрирегиональной корреляции рассматриваемых отложений, мы должны считать установленным, что в составе отложений нижнего рифея Байкало-Патомского нагорья доминируют мономинеральные кварцевые обломочные породы и связанные с ними высокоглиноземистые сланцы, которые представляют собой определенный формационный тип образований данного возраста. Генетически он прямо связан с переотложением продуктов коры химического выветривания и накопления их в континентальных и в прибрежно-морских условиях.

Ниже приведено палеонтологическое описание афебийских строматолитов из ятулия Карелии, из одновозрастных толщ Северо-Западной Финляндии, из акитканской серии Западного Прибайкалья и из нескольких литостратиграфических комплексов типовых разрезов афебия Канадского щита. Все авторы этих описаний единодушно принимают формальный характер классификации строматолитов, бинарную их номенклатуру и обычную для советских исследователей методику изучения. Как известно, эта методика предусматривает восстановление внешней формы столбчатых и (по возможности) столбчато-пластовых построек на базе продольных сериальных срезов ("графическое препарирование"; Крылов, 1963) и изучение в шлифах микроструктуры и морфологии строматолитовых слоев, а у непластовых строматолитов и характера бокового ограничения.

Вместе с тем, как уже говорилось во введении, различный характер материала, бывшего в распоряжении каждого автора, и индивидуальные особенности взглядов на относительное значение тех или иных признаков строматолитов определили несколько отличный подход к выделению и описанию таксонов в каждой из следующих ниже глав.

ГЛАВА VI

НЕКОТОРЫЕ СТРОМАТОЛИТЫ ЯТУЛИЯ КАРЕЛИИ

Ятулий Карелии среди всех региональных литостратиграфических комплексов афебия СССР выделяется относительным обилием строматолитсодержащих карбонатных пород. Они развиты на площади примерно 10 000 км^2, расчленяются на ряд картируемых толщ и более чем в 20 местонахождениях содержат строматолиты. К сожалению, степень изученности последних еще крайне недостаточна. Первые их описания были опубликованы в предвоенные годы (Metzger, 1924; Рябинин, 1941), но лишь значительно позднее они стали объектом специальных исследований (Бутин, 1959; Слодкевич и др., 1960; Соколов, Бутин, 1961; Соколов, 1963; Бутин, Соколов, 1965; Крылов, 1966; Вологдин, 1966). При этом внимание исследователей обычно концентрировалось на поисках остаточных клеточных водорослевых структур в карбонатных постройках, а их морфология, за редким исключением, описывалась лишь попутно и схематично.

К настоящему времени накоплен новый фактический материал, значительно расширяющий существующие представления о латеральном распространении и систематическом разнообразии ятулийских строматолитов Карелии. Далеко не все сборы сейчас монографически обработаны, но уже полученные данные говорят о перспективности ятулийских строматолитов как для целей региональной корреляции, так и для более широких стратиграфических построений.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОПИСАННЫХ СТРОМАТОЛИТОВ

До недавнего времени ятулий в стратиграфической шкале докембрия СССР рассматривался как один из наиболее представительных членов среднего протерозоя. Границы последнего на основании радиогеохронологических (главным образом K-Ar) данных оценивались в 1900±100 – 1650±50 млн. лет (Кратц, 1963; Шуркин, 1968; Соколов и др., 1970). Однако развитие региональностратиграфических и радиогеохронологических исследований доказало более древний возраст ятулия (Салоп, 1971; Лобач-Жученко и др., 1972; Кратц и др., 1975; Sakho, 1971; Simonen, 1971). Его минимальный возрастной предел определяется полученными U-Pb методом датировками пост-ятулийских диабазов: 2050, 2100, 2150 млн. лет (по циркону). В свете этих данных Rb-Sr определения единичных валовых проб ятулийских сланцев (2040–1660 млн. лет; Горохов, Герлинг, 1974; Лобач-Жученко и др., 1972) и изохронные Rb-Sr определения возраста предъятулийских гранитов (2100 млн. лет; Кратц и др., 1975), видимо, следует считать омоложенными. Максимальный возрастной предел ятулия определяется U-Pb датировками цирконов из кислых эффузивов несогласно подстилающей его тунгудско-надвоицкой серии – 2400±50 млн. лет. Таким образом, ятулий может быть отнесен к средней части афебия.

Относительно внутреннего строения и расчленения ятулия в литературе высказывались разные точки зрения (Кратц, 1963; Негруца В.З., Негруца Г.Ф., 1968; Соколов и др., 1970; Салоп, 1971; и др.). В данной работе принята схема трехчленного деления ятулия, предложенная К.О. Кратцем и детально обоснованная В.А. Соколовым с сотрудниками (Соколов, 1963; Соколов и др., 1970; Проблемы геологии..., 1972; и др.).

Выделение нижнего, среднего и верхнего ятулия определено цикличным строением ятулийских образований. Для нижней части каждого из этих трех циклов характерно в общем случае развитие значительных по мощности толщ осадочных пород – песчаников, конгломератов, сланцев, а нередко и карбонатных пород. Верхние части циклов слагаются лавовыми покровами или синхронными им вулканогенно-осадочными образованиями. Такие циклы разделяются стратиграфическими несогласиями, которые прослеживаются на сотни километров по всей территории Карелии и обычно сопровождаются корами выветривания.

Ятулийские отложения с угловым несогласием залегают на сариолийских и более древних отложениях и на прорывающих их гранитах, отделяясь от всех предшествующих образований корой глубокого химического выветривания (Проблемы геологии.., 1972).

Нижний ятулий начинается существенно терригенными породами, в составе которых преобладают разнообразные конгломераты, песчаники и кварцито-песчаники, сланцы и туфосланцы. Верхняя толща нижнего ятулия сложена эффузивными породами диабазового ряда, которые в некоторых разрезах выклиниваются. Максимальная мощность нижнеятулийских образований оценивается в 1300 м.

Средний ятулий в разных типах разрезов имеет существенные различия в строении, но в целом он характеризуется широким развитием обломочных пород: кварцевых конгломератов, гравелитов, песчаников – в нижней части, песчаников со слюдисто-карбонатным цементом, известняков и доломитов – выше по разрезу и относительно мощной толщи эффузивов основного состава – близ кровли. В строении осадочной толщи устанавливается цикличность различных порядков. Суммарная мощность среднеятулийских образований составляет 300–400 м.

Верхнеятулийские отложения распространены не столь широко, как нижне- и среднеятулийские, и обнаруживают от места к месту резкие различия по мощности и составу. В нижней части верхнеятулийских отложений выделяется небольшая пачка обломочных пород песчано-сланцевого ряда, сменяющихся

выше по разрезу относительно широко распространенными карбонатными (доломиты, известняки) и шунгитсодержащими породами. Основной магматизм позднего ятулия проявился главным образом в формировании многочисленных тел габбро-диабазов и реже – эффузивов. Мощность верхнеятулийских образований варьирует в пределах 800–1000 м.

Строматолиты в ятулийском разрезе встречены на трех уровнях: два из них приурочены к среднему, а один к верхнему ятулию (Соколов, 1963). Наиболее широко на площади развиты строматолиты верхнего уровня (верхний водорослевый горизонт, по В.А. Соколову (1963), которые ныне известны из 18местонахождений. Строматолиты двух нижележащих уровней установлены на ограниченной территории. Строматолиты среднего горизонта найдены в четырех пунктах: в районе д. Пялозеро (Бутин, 1966), на оз. Куйозеро, на побережье и на островах оз. Суоярви, а нижнего горизонта – всего в двух пунктах: на о-ве Пялозерская Луда оз. Пялозеро и на южном берегу оз. Сундозеро у пос. Райгуба (Сацук, Макарихин, 1975; Макарихин, Кононова, 1976).

Все строматолитовые горизонты обнаруживают мелкую ритмичность строения, которая наиболее полно выражена в верхнем горизонте на Южном Оленьем острове Онежского озера. В основании ритмов располагаются онколитовые и песчанистые доломиты, выше следуют разности с нечеткой строматолитовой слоистостью, а затем строматолитовые доломиты. Мощность ритмов составляет несколько метров. По разрезу строматолитовых пластов в ритмах обычно наблюдаются определенные изменения морфологии построек, обладающих единой микроструктурой; видимо, это связано с направленной сменой условий осадконакопления.

Данных, позволяющих судить о фациальной изменчивости двух нижних строматолитовых горизонтов, еще слишком мало. Что же касается верхнего горизонта, то в нем с севера на юг наблюдается резкое сокращение относительной роли строматолитовых пород (от 70% на Южном Оленьем острове, 30% в Кузаранде и почти до полного исчезновения в Тявзии) и уменьшение их систематического разнообразия (Сацук, Макарихин, 1975).

ОПИСАНИЕ СТРОМАТОЛИТОВ

В предлагаемое описание карельских строматолитов включены формы преимущественно из верхнего горизонта, отличающегося не только латеральной выдержанностью, но и разнообразием присутствующих в нем построек. Помимо этого, описана одна из важнейших групп нижнего строматолитового горизонта, принадлежащего среднему ятулию. Следует подчеркнуть, что описанные формы не исчерпывают всего разнообразия строматолитов, имеющихся в коллекциях автора.

При классификации строматолитов автор столкнулся с проблемой таксономического значения тех или иных диагностических признаков. Подробный анализ признаков строматолитов, приводимый в ряде работ последних лет, указывает на существенные разногласия как в определении соподчиненности отдельных признаков, так и в понимании существа некоторых классификационных критериев. Признавая вслед за И.Н. Крыловым (1963, 1975) право на существование ряда классификаций, основанных на реально наблюдаемых признаках, автор при описании строматолитов основное внимание уделяет морфологии построек и слагающих их слоев, по которым и проводится выделение групп (формальных родов). Признаками форм (формальных видов) являются детали морфологических элементов и текстурно-структурные характеристики. Использование микроструктур для диагностики карельских строматолитов в ряде случаев оказалось затруднительным из-за интенсивной их перекристаллизации.

Для воссоздания объемного изображения мелких построек, помимо применяемой обычной методики графического препарирования, автор пользовался также ме-

тодом получения реплик на ацетатных пленках с последовательных параллельных сошлифовок и зарисовками этих сечений.

Все исследователи строматолитов единодушны в том, что классификации строматолитов могут быть только формальными. В существующей литературе две низшие категории строматолитовых таксонов обычно рассматриваются как "группа" (формальный род) и "форма" (формальный вид). В целях сохранения единообразия автор данной главы тоже использует эти термины, но оставляет за собой право в будущем пересмотреть этот вопрос, чтобы восстановить применительно к строматолитам термины "род" и "вид". Автор считает, что выделение таксонов более высокого ранга, чем группы, еще требует дополнительного изучения. Поэтому в нижеследующем описании такие категории не выделены.

Группа *Calevia* Butin, 1959, emend.

Тип группы. *Calevia olenica* (Rjab.), Онежское озеро, Южный Олений остров, нижняя толща верхнего ятулия, афебий.

Диагноз. Куполовидные и почковидные относительно крупные постройки, состоящие в нижней части из обособленных расширяющихся кверху и сливающихся желвачков, а в верхней – большей части – из волнистых слоев, которые объединяют два или несколько таких желвачков. "Килеобразные" впадины слоев контрастируют с широкими, пологими поднятиями.

Сравнение. По форме постройки и характеру обособления нижней и верхней части описываемая группа похожа на *Nucleella* Kom. (Комар, 1966, табл. XVI, фиг. 3). Отличается отсутствием резкого подгибания вниз у облекающих слоев. Верхняя часть построек *Calevia* похожа по наличию протяженных слоев на *Stratifera*. Отличается закономерным сочетанием таких слоев с нижележащими желваками и наличием "килеобразных" впадин, не характерных для типичных стратифер.

От сходных по структуре строматолитовых наслоений *Butinella* (встречающихся совместно с *Calevia olenica)* отличаются нестолбчатым характером постройки.

Состав группы. Одна форма.

Геологический возраст и распространение. Ятулий Южной и Центральной Карелии, афебий.

Calevia olenica (Rjab.), 1941

Рис. 14, табл. I, фиг. 1

Collenia olenica: Рябинин, 1941, с. 14, табл. II, фиг. 2–3.

Calevia olenica: Бутин, 1959 с. 48–49.

Тип формы. Ввиду отсутствия ссылок автора на голотип типовым мы будем считать образец, изображенный В.Н. Рябининым (1941) в его работе на табл. II, фиг. 2. Сведения о месте хранения голотипа отсутствуют. Топотип – обр. 26. Южный Олений остров, Главный карьер, нижняя толща верхнего ятулия, афебий.

Описание. *Calevia,* в вертикальном сечении образующая унаследованные пологоокругленные бугры высотой до 10–15 см и разделяющие их килеобразные впадины. Форма поперечного сечения бугров округлая, обычный диаметр 3–5 см. Максимальный диаметр полусфер верхних участков постройки достигает 15 см (см. рис. 14). Унаследованность нарастания слоев в пределах желваков нижних участков строматолитов (до 40% по высоте) придает постройке вид тесно сближенных между собой коротких субвертикальных колонок. В верхней части слои, как правило не прерываясь, прослеживаются через всю постройку, перекрывая два или несколько нижних куполовидных обособлений. На отдельных участках наблюдаются лишь незначительные изменения мощности (в пределах одного слоя).

Под микроскопом видно, что слоистость обусловлена чередованием существенно доломитовых и существенно кремнистых прослоев. Доломитовые прослои мощностью от 0,2 до 2 мм состоят из ромбоэдрических или округлых зерен размером 0,05–0,15 мм, иногда группирующихся в небольшие округлые тельца. Последние в виде плотных комочков диаметром 0,2–0,3 мм часто формируют довольно протяженные участки слоев с характерной однорядовой упаковкой (верхняя левая часть, табл. I, фиг. 1). Существенно кремнистые прослои состоят из угловатых, реже – округлых зерен кварца размером 0,05–0,1 мм. Мощность их варьирует в пределах 0,1–0,5 мм. Изредка наблюдается некоторое увеличение мощности кремнистых прослоев в результате проникновения кварцевых растворов по слоистости с образованием участков гранобластовой структуры. Такие же агрегаты выполняют

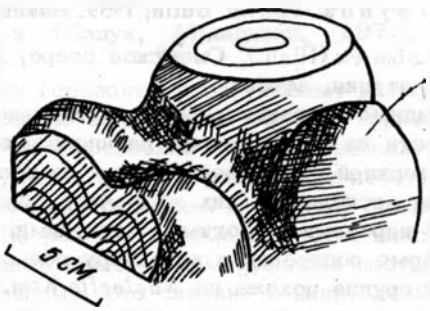


Рис. 14. *Calevia olenica* (Rjab.). Форма строматолитовой постройки, обр. 26, топотип, Южный Олений остров, северо-западный берег, нижняя толща верхнего ятулия, афебий

иногда и мелкие трещинки, рассекающие строматолитовую постройку. Следует отметить изредка образующиеся тонкие пластинки мусковита, приуроченные к участкам перекристаллизации.

Материал. 26 образцов из четырех месторождений. Южный Олений остров Онежского озера: Главный карьер и серия сопутствующих ему мелких выработок (образцы 26, 27-21, 27-30, 135, 374, 388, 409, 557, 571), западный берег острова в районе северной дамбы (образцы 474, 475), юго-восточное побережье острова (образцы 497, 516, 518); район д. Падозеро (образцы 692, 693, 694, 695); пос. Кузаранда (образцы 1052, 1056, 1057); пос. Райгуба (образцы 892, 893, 895, 900, 903).

Геологический возраст и распространение. Нижняя толща верхнего ятулия, афебий. Карелия.

Группа *Butinella*[1] Makarikhin, gr. nova.

Тип группы. *Butinella boreale* Mak. gr. et f. nova, Онежское озеро, Южный Олений остров, нижняя толща верхнего ятулия, афебий.

Диагноз. Одиночные субцилиндрические столбики, обычно слегка суженные у основания, реже – грушевидные, ориентированные нормально по отношению к общему напластованию (прямые). Поперечное сечение круглое или эллипсовидное. Ветвление не характерно, лишь в отдельных случаях в верхней части столбики могут распадаться на два-три более узких столбика. Края слоев, слагающих столбик, свободно свисают по всей его окружности, образуя карнизы. Помимо карнизов, на боковой поверхности столбиков иногда различаются козырьки, а иногда также поперечные валики.

[1] Название дано в честь палеонтолога Р.В. Бутина.

Сравнение. По характеру бокового ограничения данная группа близка к *Kussiella* Kryl., от которой отличается сужающимся внизу основанием, редкостью ветвления. От *Tenupalussella* Golov., имеющей сходную форму столбиков, отличается наличием козырьков и кольцевых валиков. От описанной выше группы *Calevia*, вместе с которой встречается, при часто сходной структуре наслоений отличается столбчатым характером построек (высота превышает диаметр).

Состав группы. Три формы.

Геологический возраст и распространение. Нижняя толща верхнего ятулия, афебий. Южный Олений остров Онежского озера; доломитовые ямы у д. Падозеро; о-в Месяц на оз. Сундозеро; доломитовый карьер у д. Лисицыно.

Butinella boreale[2] Makarikhin, gr. et f. nova.

Рис. 15; табл. II, фиг. 3

Тип формы. Институт геологии Карельского филиала АН СССР, обр. 27, Южный Олений остров, Главный карьер, 470-й метр, нижняя толща верхнего ятулия, афебий.

Рис. 15. *Butinella boreale* Mak., gr. et f. nova
Форма столбиков. Обр. 27, Южный Олений остров. Главный карьер, 470-й метр, нижняя толща верхнего ятулия, афебий

Описание. *Butinella* со столбиками субцилиндрической формы несколько суженными у самого основания. Горизонтальное сечение круглое или слабо овальное. Диаметр от 5 до 40 мм, высота от 3 до 5 см. Слоистость сравнительно четкая, представлена чередованием существенно доломитовых и кремнисто-доломитовых прослоев. Их мощность варьирует в пределах 1 мм. Строматолитовые слои образуют пологие, слабо выпуклые кверху арки, высота которых обычно не превышает 2-2,5 мм (см. рис. 15). В краевой части строматолитовые слои слепо заканчиваются во вмещающей породе на различном расстоянии от оси столбика, образуя относительно далеко выдвинутые карнизы и козырьки. Тонкие пачки из двух-трех слоев могут образовывать пологие поперечные валики, обусловливая в продольном сечении столбика наличие симметричных пережимов и раздувов постройки. Отдельные прослои обладают характерной тонкой волнистостью, слабо повторяющейся лишь в двух-трех вышележащих парах слоев. Структура и состав строматолитовых наслоений не отличаются от таковых, описанных выше для *Calevia olenica* (Rjab).

[2]Лат. boreale - северная.

Вмещающая порода представлена мелкозернистым тонкослоистым доломитом светло-серого цвета. Как правило, вокруг столбиков наблюдаются участки более темной неслоистой породы доломито-кремнистого состава; столбики довольно отчетливо выделяются на их фоне.

Вторичные изменения наблюдаются в пределах линейно-вытянутых зон раздоломичивания, располагающихся параллельно осям линейных складок. Доломит становится существенно известковистым или нацело превращается в известняк с мелкозернистой мраморовидной структурой. Строматолитовые столбики при этом утрачивают контрастность очертаний, а строматолитовые наслоения сохраняются лишь в виде реликтов.

Материал. Девять образцов из двух карьеров Южного Оленьего острова: Главный карьер, северо-восточная стенка (образцы 27, 131, 397, 401, 402, 410), карьер 5 – северная стенка (образцы 563, 572, 574).

Геологический возраст и распространение. Нижняя толща верхнего ятулия, афебий. Южный Олений остров Онежского озера.

Butinella digitus[3] Makarikhin, gr. et f. nova.

Рис. 16

Тип формы. Институт геологии Карельского филиала АН СССР, обр. 28, Южный Олений остров, Главный карьер 171-й метр, нижняя толща верхнего ятулия, афебий.

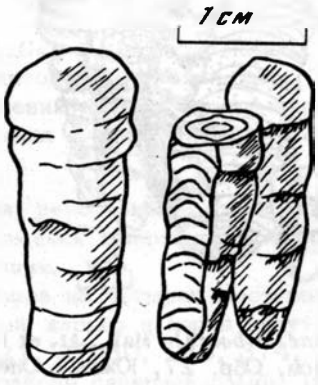


Рис. 16. *Butinella digitus* Mak., gr. et f. nova. Форма столбиков. Обр. 28, тип формы, Южный Олений остров, Главный карьер, 171-й метр, нижняя толща верхнего ятулия, афебий

Описание. *Butinella* с относительно тонкими, вертикальными или очень слабо наклоненными столбиками пальцеобразного облика. Горизонтальное сечение округлое (см. рис. 16). Нижняя часть столбика обычно несколько уже верхней. Расширение весьма постепенное. Максимальный диаметр не превышает 1,5 см, высота варьирует в пределах 1,5–3 см. Строматолитовые наслоения очень тонкие (0,5–0,7 мм), полого выпуклые. Высота арки – 1,5–2 мм. В краевой части окончания слоев образуют довольно частые, заметно выделяющиеся карнизы и козырьки. Валики, как правило, отсутствуют. В пластах доломитов эта форма встречается лишь в виде отдельных столбиков, биогермов не образует.

Сравнение. Данная форма близка к *Butinella boreale*, от которой отличается более удлиненными (по вертикальной оси) столбиками, отсутствием ва-

[3] Лат. digitus – палец. Название дано по преобладающей форме постройки.

ликов. От *Butinella ambigua* отличается четкой тонкой слоистостью, прослеживаемой по всему сечению столбика.

Материал. Три образца (28, 361а, 365) из одного обнажения.

Геологический возраст и распространение. Нижняя толща верхнего ятулия, афебий. Южный Олений остров. Карелия.

Butinella ambigua[4] Makarikhin, gr. et f. nova.

Рис. 17; табл. I, фиг. 2

Тип формы. Институт геологии Карельского филиала АН СССР, обр. 29 (373), Южный Олений остров, Главный карьер, 169-й метр, нижняя толща верхнего ятулия, афебий.

Рис. 17. *Butinella ambigua* Mak., gr. et f. nova, форма столбиков. Обр. 29 (373), тип формы, Южный Олений остров, Главный карьер, 169-й метр, нижняя толща верхнего ятулия, афебий

Описание. Невысокие *Butinella* со столбиками, имеющими в продольном сечении округлые очертания. Преобладающая форма – грушевидная, с суженным основанием и довольно резко расширяющейся верхней частью. Максимальный диаметр столбика (в верхней части) – 1,5 см. Наибольшая высота до 3 см (см. рис. 17), обычно же высота столбиков не превышает 2 см. Строматолитовые наслоения выражены очень нечетко и в ряде случаев угадываются с трудом лишь по неровностям (козырьки и карнизы) на боковой поверхности столбика. Поперечное сечение округлое, концентрически зональное. Столбик со всех сторон окружен относительно толстой каймой доломита, образующей на срезе характерное наружное кольцо. Зональность обусловлена наличием более светлой периферической каймы толщиной до 2 мм и более темного округлого "ядра" – центральной части строматолитовой постройки. Под микроскопом видна неравномерно зернистая структура "ядра" с неупорядоченным расположением зерен, представленных или почти целиком доломитом, или доломитом и кварцем, размером от 0,01 до 0,2 мм. В краевой части "ядра" можно видеть обрывки строматолитовых слоев, сложенные доломитовыми комочками размером до 0,3 м. Кайма состоит из неслоистого, тонко-равномернозернистого доломита. В осевом сечении столбика видно, что зазубренности и неровности каймы, наблюдающиеся на поверхности постройки, соответствуют карнизам и козырькам строматолитовых наслоений.

Сравнение. Данная форма отличается от других бутинелл неясно выраженными строматолитовыми наслоениями, наличием относительно толстой доломитовой оторочки.

Материал. 14 образцов, содержащих несколько десятков столбиков, из шести обнажений. Главный карьер и группа сопутствующих мелких выработок (образцы 29(373), 27-4, 27-35, 298, 372, 373а, 382, 495, 502, 534, 551, 554, 603, 509).

Геологический возраст и распространение. Нижняя толща верхнего ятулия, афебий. Южный Олений остров Онежского озера. Карелия.

Группа *Paniscollenia* Koroljuk, 1960

Paniscollenia: Королюк, 1960, с. 128; Комар, 1966, с. 96; Голованов (Голованов, Злобин) 1966, с. 83-84; Комар, 1966, с. 168.

[4] Лат. ambiguus – сомнительный.

Тип группы. *Paniscollenia vulgaris* Korol., р. Ангара, ангарская свита, нижний кембрий.

Диагноз. "Караваеобразные постройки с плоским основанием и с резко выпуклым наслоением. В центральной части постройки происходит увеличение мощности и числа микрослоев. В основании четкого разграничения от вмещающей породы нет. Выше микрослои полностью облекают друг друга" (Королюк, 1960, с. 128). От других желваковых групп отличается четко выраженным плоским основанием.

Геологический возраст и распространение. Ангарская свита на р. Ангаре; введенская свита Присаянья и Прибайкалья (нижний кембрий); стареченская свита Анабарского массива; хорбусуонская серия Оленекского поднятия; харыоеттэхская свита Хараулахского поднятия; юдомская и порохтахская свиты склонов Алданского щита; красивская свита Восточного Таймыра (юдомий); билляхская серия Анабарского массива (нижний–верхний рифей); ятулий Карелии (афебий).

Paniscollenia clivosa[5] Makarikhin, f. nova.

Рис. 18; табл. II, фиг. 1

Тип формы. Институт геологии Карельского филиала АН СССР, обр. 23, Южный Олений остров, Главный карьер, 116-й метр, нижняя толща верхнего ятулия, афебий.

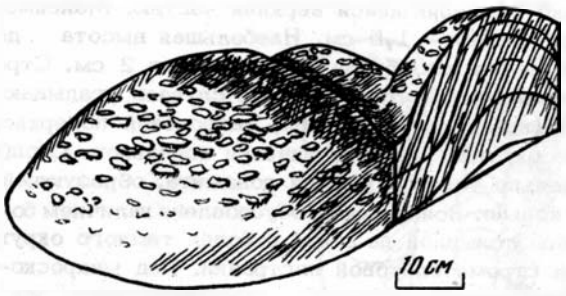


Рис. 18. *Paniscollenia clivosa* Mak. f. nova. Вид постройки в обнажении. Южный Олений остров, Главный карьер, 116-й метр, нижняя толща верхнего ятулия, афебий

Описание. Крупные *Paniscollenia*, соприкасающиеся друг с другом или одиночные. Высота построек достигает 30 см, максимальный диаметр (у основания) – 60 см. Они встречены в пласте мощностью около 1 м в верхней части юго-западного борта карьера. Пласт прослеживается на расстоянии нескольких десятков метров.

Поверхность куполообразной постройки имеет характерный неровный рельеф, состоящий из неглубоких неправильной формы выемок и бугорков, длинные оси которых иногда ориентированы субконцентрически.

Слоистость в образцах видна довольно отчетливо. Строматолитовые наслоения представлены чередованием темных относительно толстых (до 5 см) кремнисто-известковистых слоев и более светлых (желтоватых) тонких (не более 1 см) слоев известково-доломитового состава. В шлифах границы между слоями почти не просматриваются. Те и другие слои сложены гранобластовым среднезернистым карбонатным агрегатом, состав которого выявляется лишь при прокрашивании. Отмечается незначительная примесь алевритистого кварцевого материала.

В центральной части постройки слои утолщены, а к ее краю несколько утончаются, выполаживаются и обычно прослеживаются далее по пласту к соседним постройкам (см. рис. 18). Эта особенность ставит описываемую форму как бы в промежуточное положение между желваковыми и пластовыми строматолитами.

[5] Лат. clivosus – бугристый. Название дано по характеру рельефа на поверхности постройки.

Сравнение. От других форм этой группы *P. clivosa* отличается характерной бугристой поверхностью и значительной толщиной строматолитовых наслоений.

Материал. Два образца (23 и 348а) из одной постройки.

Геологический возраст и распространение. Нижняя толща верхнего ятулия, афебий. Южный Олений остров Онежского озера. Карелия.

Группа *Klimetia*[6] Makarikhin, gr. nova.

Тип группы. *Klimetia marginata* Mak., gr. et f. nova, Онежское озеро, Южный Олений остров, верхний ятулий, нижняя толща.

Диагноз. Мелкие простые (неветвящиеся) вертикальные столбики высотой 3–7 мм, как правило, разрозненные, реже – образующие скопления из трех-четырех соприкасающихся индивидов. Форма столбиков каплевидная, яйцеобразная, округлая, с суженным основанием. Поперечное сечение в большинстве случаев круглое. Поверхность столбика со всех сторон ограничена характерной каймой. Слои нечеткие, иногда едва различимые, образующие пологие недифференцированные округлые арки.

Сравнение. По внешнему облику строматолиты данной группы наиболее близки к *Alcheringa* Walt. (Walter, 1972, с. 123–126), от которой отличаются исключительно столбчатым характером построек, более простой их формой (отсутствием сложных слоистых обособлений в верхней части постройки), меньшими максимальными размерами при близкой средней величине.

По форме построек *Klimetia* близка к некоторым *Colleniella*, изображенным в работе И.К. Королюк (1960, с. 127, рис. 7), но отличается гораздо более мелкими размерами и наличием доломитового окаймления. Строение столбиков *Klimetia* напоминает структуры построек, образуемых современными водорослями *Rivularia*. В поперечном или диагональном сечении может быть принята за *Protorivularia* But., 1959, от которой резко отличается столбчатым характером постройки.

Состав группы. Две формы.

Геологический возраст и распространение. Нижняя толща верхнего ятулия, афебий, Южный Олений остров Онежского озера.

Klimetia marginata[7] Makarikhin, gr. et f. nova.

Рис. 19; табл. I, фиг. 3, 5, 6

Тип формы. Институт геологии Карельского филиала АН СССР, обр. 24, Южный Олений остров, Главный карьер, 62-й метр, нижняя толща верхнего ятулия, средний протерозой.

Описание. *Klimetia*, имеющая столбики с более или менее гладким ограничением, разрозненные или тесно примыкающие друг к другу, располагающиеся послойно. Форма столбиков каплевидная, яйцеобразная, округлая с суженным основанием. Высота столбиков обычно не превышает 4 мм при максимальном диаметре 3 мм. Ориентировка столбиков субвертикальная. Поперечное сечение круглое.

Ветвление не наблюдалось. На боковой поверхности и в верхней части столбика иногда имеются небольшие бугорки и впадинки.

Строматолитовые наслоения обычно четкие, различимые невооруженным глазом. Как правило, различаются три–четыре пары слоев. Каждая пара представлена более мощным (1–1,2 мм) кремнистым слоем и тонкой (0,05–0,1 мм) прослойкой доломитового состава. В штуфе или непосредственно в обнажении доломитовые участки и прослои выглядят более светлыми, кремнистые – более темными. В прозрачных шлифах доломит более темный. В основании столбика строматолитовые наслоения круто подгибаются книзу, образуя полусферы, иногда почти замкнутые. В верхней части

[6] По названию о-ва Климецкого в Онежском озере.

[7] Лат. marginata – окаймленная. Название дано по наличию карбонатной каймы вокруг столбика.

столбика арки несколько "распрямляются", становятся более пологими, края наслоений утыкаются в боковое окаймление столбика, почти не подгибаясь вниз. Со всех сторон столбик окружен более или менее широкой (до 0,7 мм) доломитовой каймой, прерывающейся на некоторых участках столбика. При микроскопическом исследовании устанавливается, что доломитовые участки и прослои сложены мутновато-серыми округлыми или ромбоэдрическими зернами доломита, обычный размер которых 0,05 мм. Кремнистая составляющая присутствует в виде равномернозернистого агрегата, слагающего промежутки между скоплениями или слоями существенно доломитового состава. Размер зерен варьирует в пределах 0,05–0,1 мм. Форма зерен неправильная, угловатая, сглаженноугловатая.

Вмещающая порода представляет собой кремнистый доломит желтовато-серого цвета, мелко- или тонкозернистый, текстура тонкослоистая.

Вторичные изменения строматолитовых пород выражаются в появлении на отдельных участках гнездообразных или послойно ориентированных зон перекристаллизации с характерной крупнозернистой гранобластовой структурой, а также маломощных прожилков, сложенных новообразованным доломитом и баритом.

Слои, содержащие *Klimetia marginata*, имеют мощность до 3 м и прослежены на расстоянии до нескольких сотен метров. Их выходы узнаются по наличию на поверхностях выветривания, секущих слоистость, характерных округлых углублений, образованных при выщелачивании столбиков *Klimetia*.

Замечание. В карбонатной части строматолитовых столбиков при больших увеличениях (x150–200) различаются округлые доломитовые образования, определяемые как остатки водорослей *Kareliana* Korde (табл. I, фиг. 7). Их скопления, особенно в верхних участках столбиков *Klimetia*, образуют иногда характерную радиально-лучистую структуру (табл. I, фиг. 3).

Рис. 19. *Klimetia marginata* Mak. gr. et f. nova. Форма столбиков и характер их распределения в породе. Обр. 24, тип формы, Южный Олений остров, Главный карьер, 62-й м, нижняя толща верхнего ятулия, афебий

Материал. Десять образцов, содержащих около 100 столбиков *Klimetia marginata* из нескольких обнажений: Главный карьер, западная стенка (образцы 24, 323, 324, 325, 327, 329), карьер 4 (обр. 610), карьер 8 (обр. 599), обнажения на северо-восточном берегу острова (обр. 485), юго-восточное побережье (обр. 510).

Геологический возраст и распространение. Нижняя толща верхнего ятулия, афебий. Южный Олений остров Онежского озера. Карелия.

Klimetia torosa[8] Makarikhin, gr. et f. nova.

Рис. 20; табл. I, фиг. 4; табл. II, фиг. 2

Тип формы. Институт геологии Карельского филиала АН СССР, обр. 25(330), Южный Олений остров, Главный карьер, 68-й метр, юго-западная стенка, нижняя толща верхнего ятулия, афебий.

Описание. *Klimetia* с неровным, бугристым внешним ограничением. Максимальная высота построек достигает 7 мм при диаметре до 4 мм. Стромато-

[8]Лат. torosus – бугристый, шишковатый.

литовые наслоения внутри столбика видны не всегда достаточно отчетливо. Центральную часть столбика слагает тонкозернистый доломито-кремнистый агрегат, в котором зерна доломита распределены неравномерно, лишь изредка группируясь в обрывки тонких доломитовых прослоев. Основная масса доломита сосредоточена в периферической части столбика, образуя кайму. Характер наружного рельефа столбика довольно своеобразен. На боковой поверхности и особенно в верхней части столбика появляются миниатюрные пальцеобразные выросты и небольшие островерхие бугорки, разделенные сравнительно

Рис. 20. *Klimetia torosa* Mark. gr. et f. nova. Форма столбиков. Обр. 25(330), тип формы, Южный Олений остров, Главный карьер, 68-й метр, нижняя толща верхнего ятулия, афебий

глубокими впадинками и нишами, в силу чего осевое сечение столбика имеет лапчатый облик (см. рис. 20). Такие отростки внешне напоминают дочерние столбики у некоторых групп пассивно ветвящихся строматолитов. Однако характеризуемые формы рельефа не могут считаться обычными ответвлениями от столбика, поскольку строматолитовые наслоения в них отсутствуют. Материал, слагающий бугорки, представлен зернистым доломитовым агрегатом, аналогичным тому, который слагает все окаймление строматолитового столбика.

Сравнение. От *K.marginata* описываемая форма отличается несколько большими размерами и менее четко выраженными строматолитовыми наслоениями. Главное же отличие состоит в присутствии бугорков и впадин на поверхности столбиков *K. torosa*.

Материал. Три образца (25(330), 330а, 330д) из одного обнажения примерно с тридцатью столбиками.

Геологический возраст и распространение. Нижняя толща верхнего ятулия, афебий. Южный Олений остров Онежского озера. Карелия.

Группа *Sundia* Butin, 1966, emend.

Тип группы. *Sundia muris* Butin, Центральная Карелия, нижняя толща среднего ятулия, афебий.

Диагноз. Субцилиндрические столбики с округлым, иногда неправильной формы поперечным сечением, вертикальные или слабонаклонные, как правило, прямые, реже – изогнутые. Слагают участки биогермов и биостромов. Ветвление редкое, на два новых столбика несколько более тонких, чем первоначальный. Слои, образуя пологую арку, утыкаются в край столбика под разными углами, свисая небольшими козырьками, или прилегают к боковой поверхности, образуя однослойную стенку. Боковая поверхность столбиков неровная, с многочисленными бугорками и впадинками.

Сравнение. По общему облику столбиков, типу ветвления и бугорчатой поверхности отдельные постройки *Sundia* имеют черты сходства с постройками, описывавшимися как *Inzeria toctogulii* Krul. (Крылов, 1967, с. 30, рис. 15-д), *Baicalia minuta* Kom. (Комар, 1966, с. 84, фиг. 19-в). Отличаются от них наличием прерывистой стенки, более сильной бугорчатостью, а от груп-

ны *Baicalia* – также отсутствием пережимов в основании ответвляющихся столбиков. И.Н. Крылов (1966, с. 100) упоминал о сходстве этих строматолитов с *Jurusania*. Просмотр типового материала, проведенный нами совместно с И.Н. Крыловым, заставляет отказаться от такого сравнения. Неверными представляются высказывания о сравнении этих строматолитов с "пассивно ветвящимися куссиелидами" (Раабен, 1972, с. 31; Салоп, 1973, с. 112). "Активное" ветвление столбиков отчетливо видно как на приводимых в данной работе изображениях, так и в более ранних публикациях (Бутин, 1966, с. 44, рис. 10, с. 59, фото 2; Крылов,1966, с. 98, рис. 1-Б).

Состав группы. Одна форма.

Замечания. 1. Р.В. Бутин (1966, с. 42) приводит описание второго вида из рода *Sundia* – *S. ramosa* But. Типовые образцы этой формы не сохранились, а попытки повторить сборы на юго-восточном берегу Пялозера, откуда указывалась эта форма, оказались безуспешными.

2. Совместно с *Sundia* в единых биогермах и в одном обнажении можно встретить строматолиты иного морфологического облика, в частности уплощенные столбчатые постройки (Бутин, 1966, с. 45; Крылов, 1966, с. 98, рис. 1-А), которые А.Г. Вологдин (1966, стр. 69) назвал "параллелофитонами".

Состав группы: Одна форма.

Распространение и возраст. Центральная Карелия, нижняя толща среднего ятулия, афебий.

Sundia muris But., 1966.

Рис. 21, а,б,в; табл. II, фиг. 4

Sundia muris: Бутин, 1966, с. 44–45, рис. 10, табл. VI, фиг. 2, 3.

Тип формы. При выделении Р.В. Бутиным формального вида ссылка на голотип отсутствовала. В Институте геологии Карельского филиала АН СССР хранится большая коллекция образцов из этого местонахождения. Среди них в качестве топотипа избран обр. 30, южный берег оз. Сундозера у пос. Райгуба, нижняя толща среднего ятулия, афебий.

Описание. *Sundia* с относительно узкими субцилиндрическими столбиками, обычная высота которых не превышает 7 см при диаметре 1,0–1,5 см. Форма поперечного сечения округлая (иногда имеет вид неправильного многоугольника с округленными углами) или овальная. В подавляющем большинстве случаев столбики прямые, ориентированы нормально по отношению к общему напластованию. Значительно реже встречаются наклоненные столбики меньших размеров, слегка изогнутые.

Ветвление наблюдается сравнительно редко. Помимо тонких субпараллельных отростков, быстро заканчивающих свое развитие (ветвление без увеличения площади сечения столбика, рис. 21,а), несомненно, присутствуют "активно" ветвящиеся постройки, когда основной столбик вилообразно делится в верхней части на два новых столбика, несколько более узких, чем первоначальный (см. рис. 21, б,в). Расположение столбиков относительно тесное. Ширина межстолбичных участков значительно меньше диаметра самих столбиков.

Ограничение столбиков неровное, с большим количеством разнообразных бугорков и впадинок, ориентированных как поперек, так и вдоль оси столбика. Отмечаются единичные небольшие козырьки. Отдельные группы слоев переходят из одного столбика в соседний, образуя сравнительно мощные соединительные мостики.

Слоистость нечеткая, представляющая собой сложное сочетание фрагментов тонких темных и светлых микрослоев, которые образуют пологие, иногда волнисто изогнутые арки. В осевом сечении столбик под микроскопом имеет вид расплывчатого волокнистого кремнисто-доломитового агрегата, на фоне которого различаются отдельные более или менее выдержанные прослои или

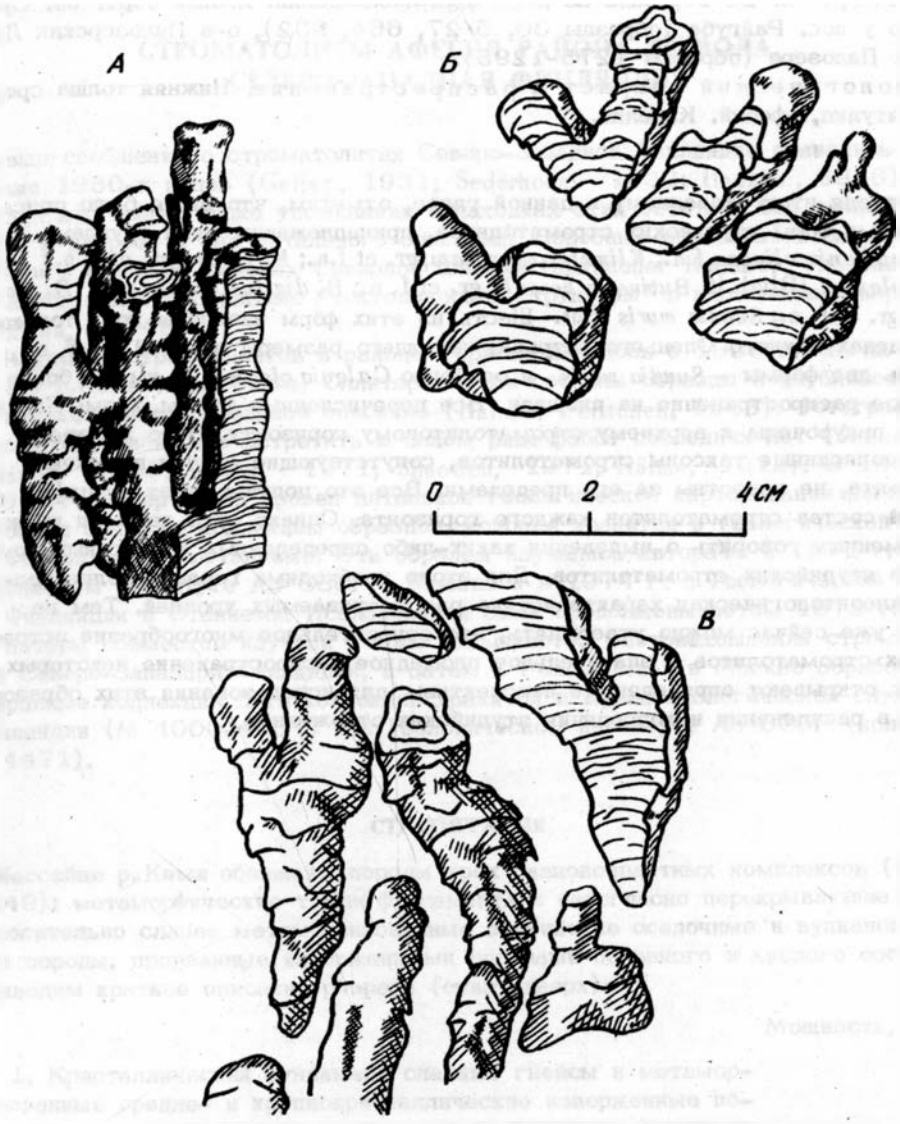


Рис. 21. *Sundia muris* But. Форма столбиков и характер ветвления: а – обр. 30, топогип, южный берег оз. Сундозера близ пос. Райгуба; б, в – обр. 1281, о-в Пяпозерская Луда на оз. Пяпозеро; нижняя толща среднего ятулия, афебий

линзочки (мощность их не превышает 0,5 мм), сложенные относительно чистым тонкозернистым доломитом или кварцевым алевролитом (табл. II, фиг. 4). Кроме того, в составе породы присутствует тонкодисперсная примесь гематита, обусловливающая в целом розовую окраску строматолитовых доломитов.

Границы построек с вмещающей породой довольно отчетливые. Снаружи столбик нередко имеет тонкое кремнисто-доломитовое окаймление, подчеркнутое развивающимся в пограничной области вторичным ожелезнением.

Вмещающая порода представлена неслоистым или неясно слоистым тонкозернистым кремнистым доломитом розоватого цвета. На выветрелой поверхности слоя выходы строматолитовых столбиков образуют рельефно выделяющиеся бугорки, а на участках окремнения – впадинки (так как вторичному окремнению более подвержены межстолбчатые участки).

Материал. 25 образцов из двух местонахождений: южный берег оз. Сундозеро у пос. Райгуба (образцы 30, 5/27, 664, 932), о-в Пялозерская Луда на оз. Пялозеро (образцы 1275-1295).

Геологический возраст и распространение. Нижняя толща среднего ятулия, афебий. Карелия.

Подводя итог сказанному в данной главе, отметим, что выше было описано восемь форм ятулийских строматолитов, принадлежащих пяти группам. Это *Paniscollenia clivosa*, f.n.; *Klimetia marginata*, gr. et f.n.; *K. torosa*, gr. et f. n.; *Calevia olenica* (Rjiab.); *Butinella boreale*, gr. et f. n.; *B. digitus*, gr. et f. n.; *B. ambigua*, gr. et f. n.; *Sundia muris* But. Шесть из этих форм известны пока только в пределах Южного Оленьего острова, имеющего размеры всего 1 x 2,5 км, и лишь две формы – *Sundia muris* и особенно *Calevia olenica* – имеют более широкое распространение на площади. Все перечисленные формы, кроме *Sundia muris*, приурочены к верхнему строматолитовому горизонту. В то же время еще неописанные таксоны строматолитов, сопутствующие сундии в нижнем горизонте, не известны за его пределами. Все это подтверждает специфический состав строматолитов каждого горизонта. Однако пока кажется преждевременным говорить о выделении каких-либо определенных возрастных комплексов ятулийских строматолитов. Для этого необходима гораздо более полная палеонтологическая характеристика рассматриваемых уровней. Тем не менее уже сейчас можно утверждать, что относительное многообразие встреченных строматолитов и значительное площадное распространение некоторых из них открывают определенные перспективы для использования этих образований в расчленении и корреляции ятулийских отложений.

ГЛАВА VII

СТРОМАТОЛИТЫ АФЕБИЯ РАЙОНА ТЕРВОЛА, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ФИНЛЯНДИЯ

Первые сообщения о строматолитах Северо-Западной Финляндии появились в начале 1930-х годов (Geijer, 1931; Sederholm, 1932; Hausen, 1936). Однако это были только упоминания о находках этих остатков без точной привязки к разрезу и без детального описания. Подобные образования были отмечены и в смежных районах Северной Швеции (архипелаг Каликс), где они описывались как своеобразные "тектонические структуры" в карбонатных породах (Mikkola, 1949).

Изучение строматолитов в районе Тервола началось с 1963 г., когда на берегу р.Кеми около фермы Оллитерво были собраны образцы и опубликовано их краткое предварительное описание (Härme, Perttunen, 1963). Фотографии строматолитов можно встретить в целом ряде работ последних лет (Lotze, Schmidt, 1966; Rutten, 1971; Simonen, 1971; Härme, 1972). В 1963-1968 гг. В.Перттунен провел детальное геологическое картирование региона и собрал большую коллекцию образцов, которая хранится в Геологической службе Финляндии, в г.Отаниеми. Эти образцы изучались авторами в 1972 г. в Геологическом институте АН СССР в Москве и в 1974 г. в Геологической службе Финляндии в Отаниеми. Исследования были продолжены летом 1975 г., когда авторы совместно изучили в поле большинство местонахождений строматолитов Северо-Западной Финляндии, а затем в Рованиеми и в Москве обработали собранные коллекции. Эти коллекции хранятся в музее Геологической службы Финляндии (№ 4000-4007) и в Геологическом институте АН СССР (колл. № 4471).

СТРАТИГРАФИЯ

В бассейне р. Кеми обнажены породы трех разновозрастных комплексов (Härme, 1949): метаморфические толщи фундамента и несогласно перекрывающие его относительно слабее метаморфизованные афебийские осадочные и вулканогенные породы, прорванные изверженными породами основного и кислого состава. Приводим краткое описание разреза (снизу вверх):

Мощность, м

1. Кристаллический фундамент слагают гнейсы и метаморфизованные средне- и крупнокристаллические изверженные породы от трондьемитов и гранодиоритов до гранитов. Местами они рассекаются жилами гнейсов и брекчированных амфиболитов. Характерны крупные фенокристы микроклина. Породы местами катаклазированы.

2. На фундаменте залегает невыдержанный маломощный (0,3-3,0 м) прослой конгломерата с хорошо окатанными гальками микроклиновых гранитов диаметром 5-30 см, сцементированными грубозернистым аркозовым материалом, часто содержащим магнетит. Конгломерат постепенно сменяется сероцветными песчанистыми породами с тонкозернистым биотит-хлорит-кварцевым цементом, в котором рассеяны угловатые зерна кварца и микроклина (2-3 мм), местами переходящими в аркозовую обломочную породу. В литературе высказывались предположения о более молодом, наложенном характере гранитизации пород фундамента. Однако состав галек и обломочных зерен однозначно говорит о доятулийском возрасте кристаллического основания. . . . . общая до 6

3. Темно-зеленые массивные и амигдалоидные вулканические породы, содержащие типичный для зеленых сланцев

Мощность, м

набор минералов: амфиболы, альбит, эпидот, хлорит и кварц. Пирокластические породы не наблюдались 50–150

4. Кварцитопесчаники и кварциты, серые, розовато- и красновато-серые, часто косослоистые, с большим количеством трещин усыхания, волноприбойных знаков и т.д. Они сложены на 90% хорошо окатанными зернами кварца размером 0,3–0,6 мм, иногда до 1 мм и полевых шпатов (до 10%), сцементированными кварцевым цементом и небольшим количеством серицита 1000

5. Темно-зеленые лавы, часто с амигдалоидной текстурой; встречаются линзы терригенных (преимущественно кварцевых) пород 100–400

6. Светло-розовые и белые ортокварциты, сливные, иногда косослоистые с прослоями (по 1–5 м) доломитов и доломитовых кварцевых песчаников 50–150

7. Тонкослоистые (очень четкие параллельные слои толщиной от 0,5 до 10 см), зеленые, темно-зеленые, реже светлые туффиты, тонкозернистые (размер зерен менее 0,1 мм) 50–200

8. Желтые и серые доломиты с тонкими (от 10 см до 20 м) прослоями белых и голубоватых кварцитов и кварц-полевошпатовых песчаников с доломитовым цементом. В доломитах наблюдается тонкая параллельная слоистость. Доломиты тонкозернистые (размер зерен до 0,01 мм), с незначительной примесью обломочного материала, преимущественно кварца алевролитовой размерности. Породы претерпели значительный метаморфизм, о чем свидетельствует наличие в карбонатах тремолита, обычно совместно с кальцитом и диопсидом 50–300

9. Венчает разрез мощная толща биотит-кварц-серицит-хлоритовых филлитов с прослоями и линзами внутриформационных олигомиктовых конгломератов серого, голубоватого и зеленоватого цвета, редко от темно-серых до черных. Видна четкая ритмичная слоистость, толщина слоев от 0,5 до 5 см. В хорошо окатанных гальках конгломератов размером от 5 до 20 см преобладают кварциты. Реже встречаются в гальках плотные черные кварциты и порфириты с фенокристаллами плагиоклаза. В более сильно метаморфизованных породах в западной части района наблюдаются порфиробласты кордиерита диаметром от 2 до 10 мм . . . . . до 1500

В юго-западной части района породы прорваны диоритами, габбро и гранодиоритами так называемого комплекса Хапаранда. Наиболее крупный массив находится вблизи побережья северного окончания Ботнического залива. Во многих местах можно наблюдать контакты этих пород с вмещающими их сланцами; кроме того, все осадочные породы, в том числе и доломиты, прорываются силлами и дайками, по химическому составу сходными с породами магматического комплекса Хапаранда. Встречаются также силлы альбитовых диабазов, секущие вулканические породы слоя 3 и кварциты слоя 4. Эти породы зеленого цвета, размер зерен минералов в них колеблется от долей миллиметра до 3 см.

Имеются следующие данные по изотопным определениям возраста этих толщ. Цирконы из пород фундамента по U-Pb методу имеют возраст от 2600 до 2900 млн. лет (Kuovo, Tilton, 1966). Возраст цирконов из альбитовых диабазов, прорывающих кварциты слоя 4 (U-Pb метод), – 2150 млн.лет (Sakho, 1971). Доломиты слоя 8 (свинцово-изотопный метод) не моложе 2050 млн.лет; образцы, по которым сделано

это определение, собраны у Калькимаа, в 20 км юго-западнее Оллитерво. Валовые пробы и биотит из пород комплекса Хапаранда имеют (Rb-Sr метод) возраст 1880 млн. лет (Welin e.a., 1970), а возраст из гранодиоритового массива Носа, входящего в тот же комплекс (Rb-Sr метод), – 1780 млн.лет (Wetherill e. a., 1962). Большинство финских геологов сопоставляют эти толщи с ятулийскими отложениями Карелии, которые в схеме деления докембрия, принимаемой в настоящее время, входят в состав афебия.

Строматолиты в пределах района встречены в доломитах слоев 6 и 8. Изотопный возраст этих доломитов должен оцениваться в интервале между 2600 и 1880 млн.лет; вероятнее всего, они немного древнее 2000 млн.лет.

ОПИСАНИЕ СТРОМАТОЛИТОВ

Нами изучены строматолиты, встреченные более чем в 10 точках Северо-Западной Финляндии (рис. 22). В полевых условиях изучалось строение биогермов, делались фотографии и зарисовки, отбирались образцы с привязкой к положению в биогерме, при камеральном исследовании столбчатых строматолитов определялась общая форма построек, характер ветвистости, бокового огра-

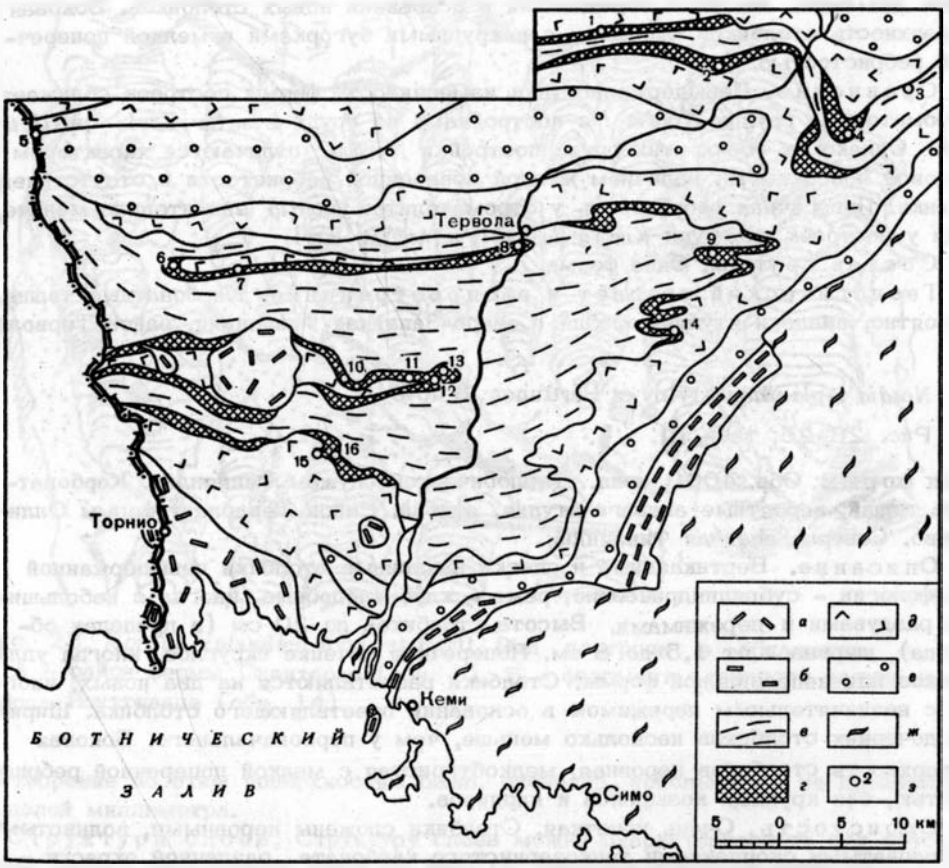


Рис. 22. Схематическая геологическая карта района Тервола. Северо-Западная Финляндия

Цифрами отмечены следующие обнажения: 1 – Пеураннало, 2 – Лоуепало, 3 – Похьяпортти, 4 – Вяхайоки, 5 – Маткакоски, 6 – Хаапамаа, 7 – Коркеамаа, 8 – Оллитерво, 9 – Сортомаа, 10 – Рантамаа, 11 – Саарайоки, 12 – Каллиовиита, 13 – Паакколанахо, 14 – Иоуттиаапа, 15 – Кварцимаа, 16 – Калькимаа; а – интрузивные породы; б – слоистые габбро; в – филлиты; г – доломиты; д – эффузивные породы; е – кварциты; ж – породы фундамента; з – обнажения

ничения столбиков, форма строматолитовых слоев и их микроструктура. Морфология построек изучалась по методике графического препарирования (Крылов, 1963). Боковое ограничение столбиков и форма слоев изучались на срезах, в пришлифовках и шлифах, структура слоев – в шлифах под микроскопом.

Сохранность материала оказалась неодинаковой в разных образцах. Наряду со строматолитами хорошей сохранности имеются и сильно измененные. Часто наблюдаются поверхности растворения, конформные и стилолитовые; местами они превращают породу в брекчию.

Ниже приводится описание изученных строматолитов.

ТИП СТОЛБЧАТЫЕ СТРОМАТОЛИТЫ

Группа *Nordia* Krylov et Perttunen, gr. nova

Тип группы: *Nordia laplandica* Kryl. et Pertt., f. nova.

Диагноз. Столбчатые ветвистые строматолиты со столбиками непостоянного диаметра и невыдержанной формы – субцилиндрическими, клубнеподобными, с раздувами и пережимами. Ветвление на два новых столбика несколько меньшего диаметра, иногда с пережимами в основании новых столбиков. Боковая поверхность столбиков неровная, с некрупными бугорками и мелкой поперечной ребристостью.

Сравнение. Невыдержанность и изменчивость формы построек сближает строматолиты группы *Nordia* с постройками из групп *Linella* Kryl. и *Ilicta* Sid. Однако от обеих этих групп постройки *Nordia* отличаются характером боковой поверхности: наличием мелкой поперечной ребристости и отсутствием стенки. Поперечная ребристость у строматолитов *Nordia* значительно мельче, чем у построек из групп *Kussiella* Kryl. и *Inzeria* Kryl.

Состав группы. Одна форма.

Геологический возраст и распространение. Карбонатные толщи, вероятно, аналоги ятулия, афебий. Северо-Западная Финляндия, район Тервола.

Nordia laplandica Krylov et Perttunen, f. nova.

Рис. 23–25; табл. III

Тип формы. Обр. 4000, колл. Геологической службы Финляндии. Карбонатные толщи, вероятные аналоги ятулия, афебий. Район Тервола у фермы Олли-терво. Северо-Западная Финляндия.

Описание. Вертикальные и слегка наклонные столбики невыдержанной морфологии – субцилиндрические, реже – клубнеподобные, иногда с небольшими раздувами и пережимами. Высота столбиков до 20 см (в пределах образца), ширина – от 1,5 до 8 см. Поперечное сечение округлое, иногда удлиненное или неправильной формы. Столбики разветвляются на два новых, иногда с незначительным пережимом в основании ответвляющего столбика. Ширина дочерних столбиков несколько меньше, чем у первоначального. Боковая поверхность столбиков неровная, мелкобугристая с мелкой поперечной ребристостью, без крупных козырьков и карнизов.

Слоистость. Очень нечеткая. Столбики сложены неровными, волнистыми и узловатыми скоплениями тонкозернистого карбоната различной окраски – более светлыми и более темными. Толщина таких невыдержанных линз и пятен от долей миллиметра до 2 мм. Иногда слоистость подчеркивается тонкими примазками светлого (глинистого?) вещества. Наблюдаются продолговатые пятна и линзы кристаллического карбоната, вытянутые по напластованию.

Форма слоев. Слои изогнуты куполообразно с изменчивой степенью выпуклости – от пологих до сильно выпуклых и субконических в пределах столбика высотой в несколько сантиметров.

Вторичные изменения. Порода разбита многочисленными стилолитовыми поверхностями растворения, ориентированными в различных направлениях.

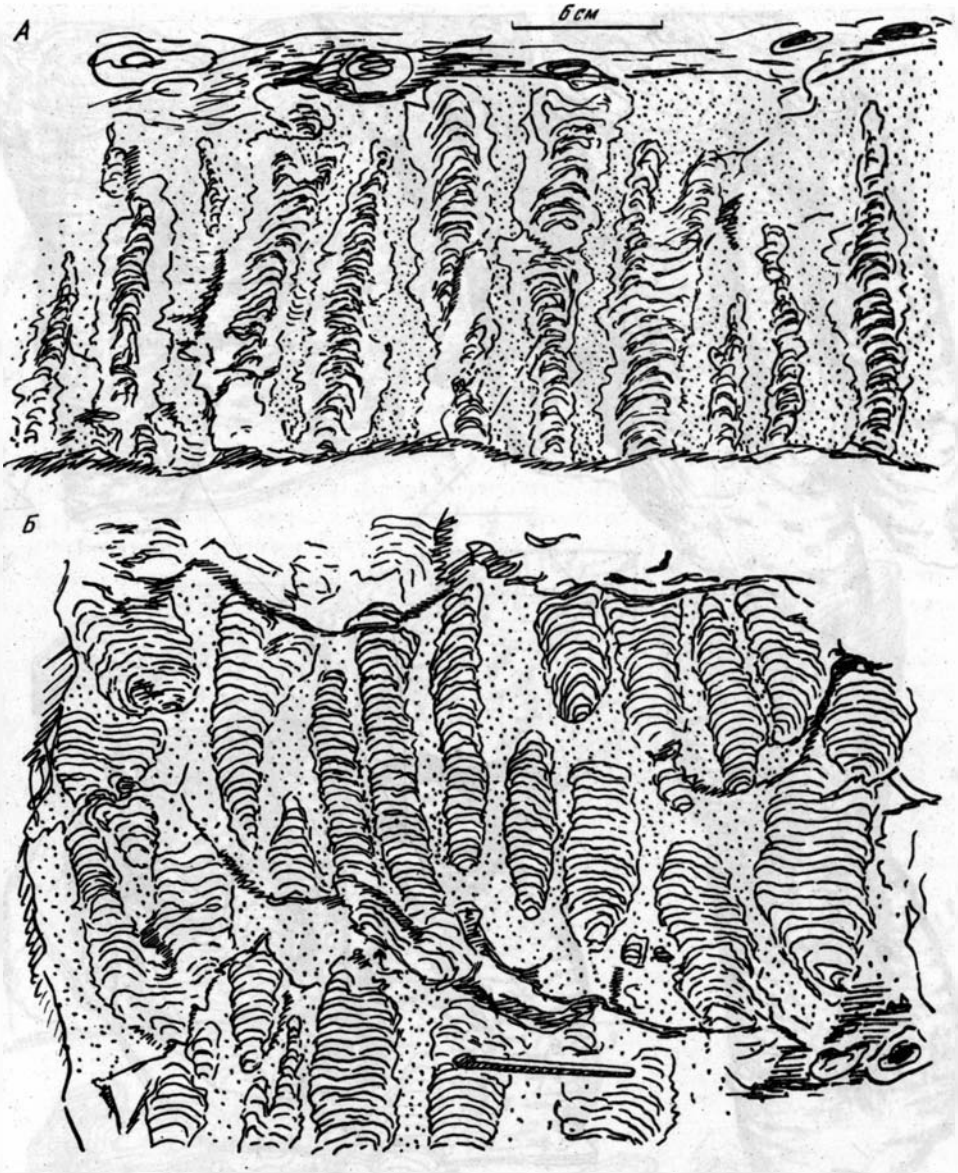


Рис. 23. *Nordia laplandica* Kryl. et Pertt. Вид построек в обнажении
А – район фермы Оплитерво (обн. 8), Б – фрагмент крупного валуна из района Иоуттиаапа (обн. 14)

Растворение по этим поверхностям было, очевидно, небольшим и не превышало долей миллиметра.

Структура слоев. Структуру слоев можно охарактеризовать как сгустковую плохой сохранности (табл. III, фиг. 1). Контуры сгустков нечеткие.

Вмещающая порода. Строматолитовые столбики разделены темно-серым тонкозернистым доломитом, имеющим более однородную структуру, чем сами столбики. Граница между столбиками и вмещающей породой нечеткая.

Замечание. Нам не удалось наблюдать полностью ни одного биогерма с *Nordia*. В пределах обнажения у Оллитерво на участках длиной до 1 м виден пласт, нацело сложенный однотипными столбиками высотой 10–15, реже до 20 см (см. рис. 23, А). Иногда в основании построек удается видеть нечеткую корку пластовых строматолитов (см. рис. 25, А,Б). В валуне, найденном у Иоуттиаапа (см. рис. 23, Б), высота столбиков достигает 40–50 см,

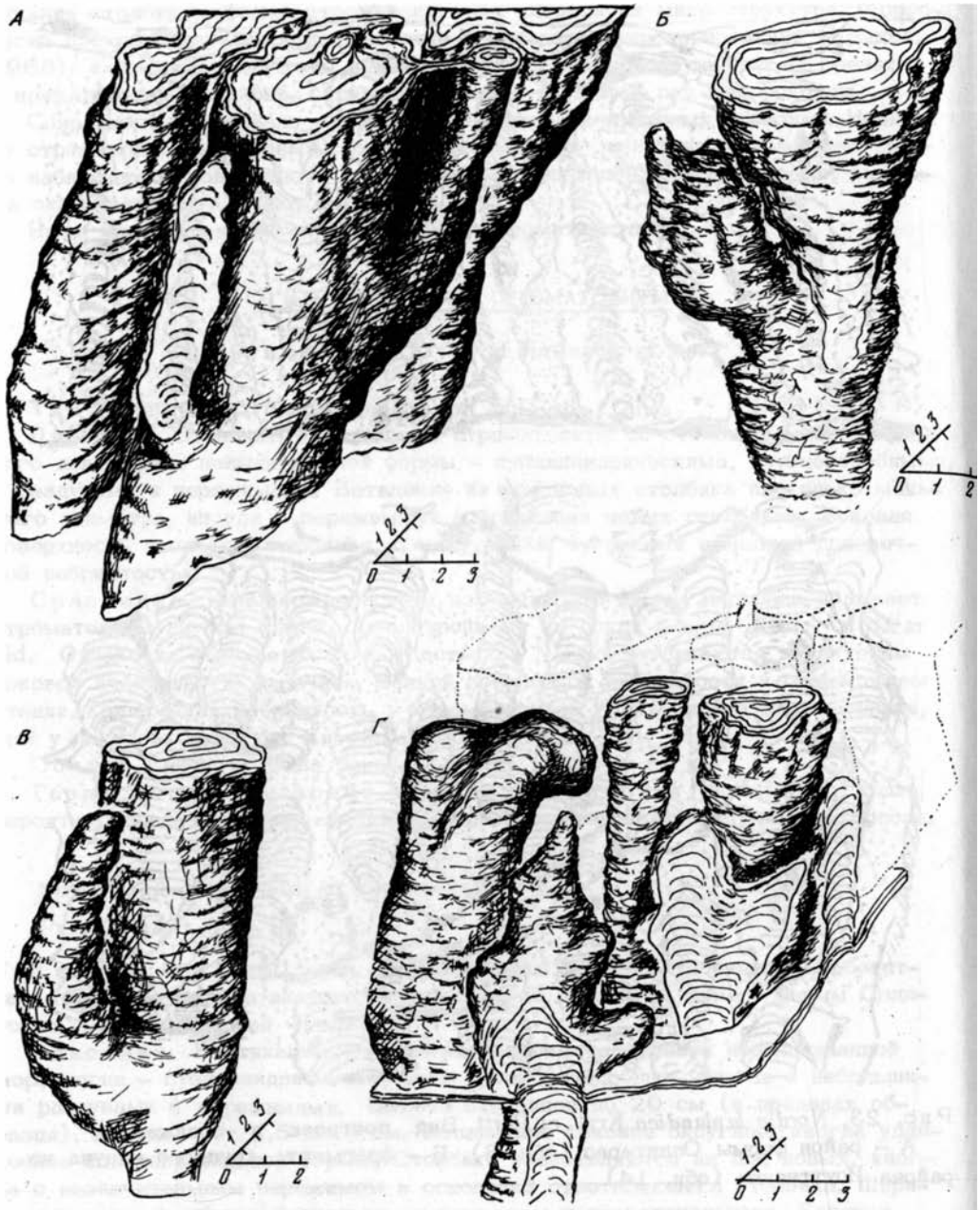


Рис. 24. *Nordia laplandica* Kryl. et Pertt. Карбонатные толщи у фермы Оллитерво (обн. 8). Масштаб в сантиметрах

А – тип формы, обр. 4000 (4471/1); Б, В – обр. 4003 (4471/3), Г – обр. 4002 (4471/3)

но ни основания, ни кровли биогерма, ни его краевых частей наблюдать тоже не удалось.

Геологический возраст и распространение. Карбонатные толщи, вероятные аналоги ятулия района Тервола, Северо-Западная Финляндия, афебий.

Материал. Четыре крупных образца, представляющих собой части единого штуфа – образцы ГСФ 4000–4003 (ГИН АН СССР, 4471/1–4) из Оллитерво, обн. 8 и крупная глыба – образцы 4471/53 и 4471/54 из Иоуттиапа, обн. 14.

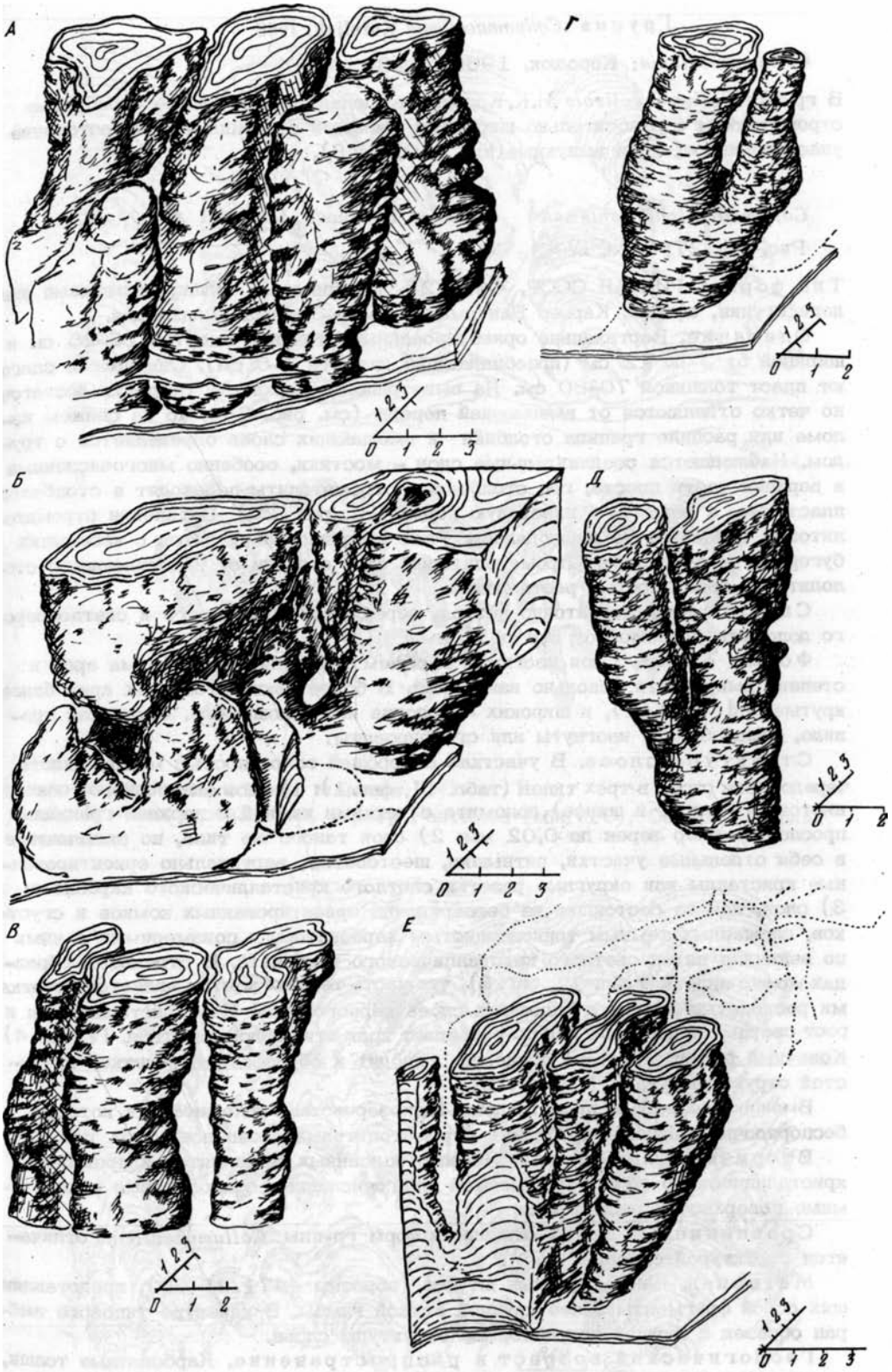


Рис. 25. *Nordia laplandica* Kryl. et Pertt. Карбонатные толщи у фермы Оллитерво (обн. 8). Масштаб в сантиметрах.

А, В – обр. 4001 (4471/2); Е, Г, Е – обр. 4002 (4471/3), Д – обр. 4003 (4471/4)

Группа *Collumnacollenia* Koroljuk, 1960

Collumnacollenia: Королюк, 1960, с. 130.

В группу *Collumnacollenia* И.К. Королюк выделила бесстеночные столбчатые строматолиты с относительно широкими прямыми столбиками. Напластование унаследованное, арки выпуклые (h:d = 0,3–0,6).

Collumnacollenia rantamaa[1] Krylov et Perttunen, f. nova

Рис. 26, 27; табл. IV

Тип формы. ГИН АН СССР, 4471/28. Карбонатные толщи, возможные аналоги ятулия, афебий. Карьер Рантамаа. Северо-Западная Финляндия.

Описание. Вертикально ориентированные столбики высотой 15–25 см и шириной от 3 до 12 см (преобладающий диаметр 4–6 см). Они нацело слагают пласт толщиной 70–80 см. На выветрелой поверхности столбики достаточно четко отделяются от вмещающей породы (см. рис. 26), но на свежем изломе или распиле граница столбика и вмещающих слоев определяется с трудом. Наблюдаются соединительные слои – мостики, особенно многочисленные в верхней части пласта, где столбчатые строматолиты переходят в столбчато-пластовые, а затем – в пластовую корку (см. рис. 27). Ветвления строматолитовых столбиков не наблюдалось. Рост столбиков начинается с небольших бугорков на субстрате. Строматолитовый слой отделен от подстилающего стилолитовой поверхностью растворения.

Слоистость. Достаточно четкая, чередуются слои серого и светло-серого доломита толщиной от 0,8 до 2 мм.

Форма слоев. Слои изогнуты в общем куполовидно, но форма арок и степень выпуклости довольно изменчива. В более узких столбиках арки более крутые (h:d до 1:1), в широких – пологие или уплощенные. Слои, как правило, волнообразно изогнуты или сгофрированы.

Структура слоев. В участках с хорошей сохранностью можно видеть чередование слоев в трех типов (табл. IV, фиг. 1): 1) слои однородного тонкозернистого (темного в шлифе) доломита с четкими нижней и верхней границами прослоя, размер зерен до 0,02 мм; 2) слои такого же типа, но включающие в себя отдельные участки, пятнышки, шестоватые, вертикально ориентированные кристаллы или округлые розетки светлого кристаллического карбоната; 3) слои, нацело состоящие из беспорядочно ориентированных комков и сгустков, сложенных темным тонкозернистым карбонатом, и соизмеримых с ними по величине пятен светлого кристаллического карбоната. В отдельных образцах можно видеть (табл. IV, фиг. 3), что часть темных комков является остатками расколотых когда-то сплошных слоев первого типа. Перекристаллизация и рост светлых кристаллов как бы разъедает края этих обломков (табл. IV, фиг. 4). Конечный результат этого процесса приводит к образованию нечеткой пятнистой структуры (табл. IV, фиг. 2).

Вмещающая порода представлена тонкозернистым доломитом, в котором беспорядочно размещены обломки строматолитовых слоев всех трех типов.

Вторичные изменения. Помимо описанных выше пятен и прожилок кристаллического доломита, имеются многочисленные стилолитовые и конформные поверхности растворения.

Сравнение. От других описанных форм группы *Collumnacollenia* отличается структурой слоев.

Материал. Шесть крупных штуфов (образцы 4471/25–30), представляющих собой фрагменты более крупной единой глыбы. В качестве типового выбран образец с лучшей сохранностью структуры слоев.

Геологический возраст и распространение. Карбонатные толщи, возможные аналоги ятулия, афебий. Район карьера Рантамаа, Северо-Западная Финляндия.

---

[1] По названию карьера Рантамаа.

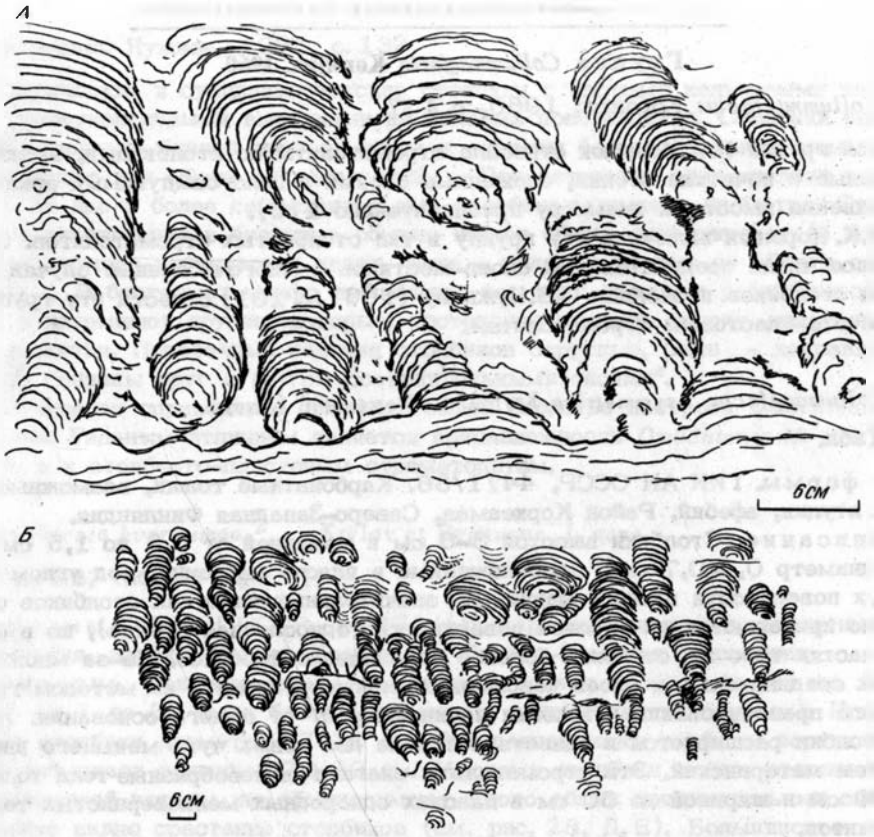


Рис. 26. *Collumnacollenia rantamaa* Kryl. et Pertt.

А, Б – вид в обнажении, карьер Рантамаа (обн. 10), Северо-Западная Финляндия

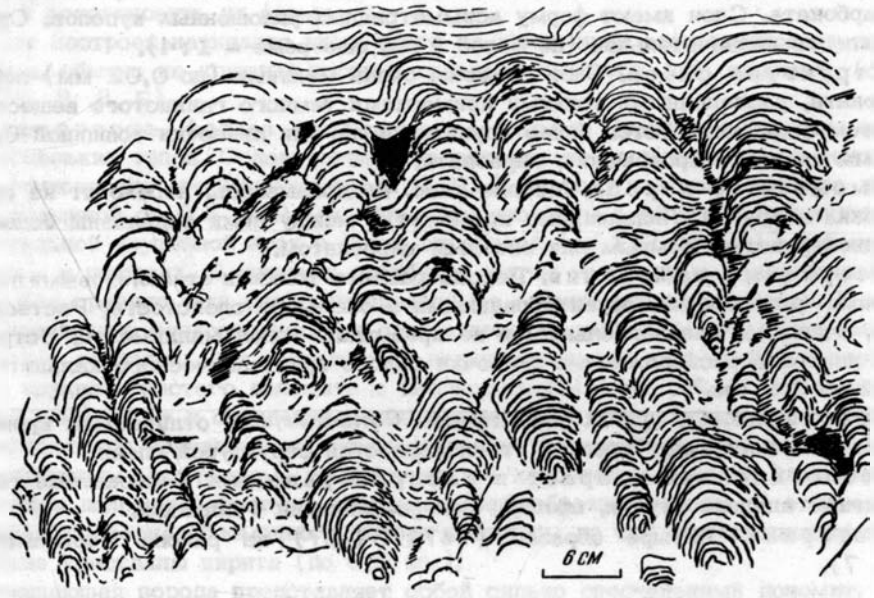


Рис. 27. Столбчато-пластовые и пластовые постройки в кровле слоя с *Collumnacollenia rantamaa* Kryl. et Pertt.

Вид в обнажении, карьер Рантамаа (обн. 10), Северо-Западная Финляндия

Группа *Collumnaefacta* Koroljuk, 1960

Collumnaefacta: Королюк, 1960, с. 137.

К этой группе И.К.Королюк относила строматолиты со столбиками, имеющими неровные и нечеткие стенки, сложенные слоями с пологовыпуклыми арками (отношение высоты к диаметру приблизительно 1:3).

И.К. Королюк включала эту группу в тип столбчатых строматолитов. Однако большое число соединительных слоев-мостиков и многочисленные случаи срастания столбиков позволили С.В.Нужнову (1967, с. 131) отнести эту группу к столбчато-пластовым строматолитам.

Collumnaefacta asymmetrica Krylov et Perttunen, f. nova

Табл. V

Тип формы. ГИН АН СССР, 4471/36. Карбонатные толщи, возможные аналоги ятулия, афебий. Район Коркеамаа, Северо-Западная Финляндия.

Описание. Столбики высотой 3–6 см и толщиной от 0,3 до 1,5 см (средний диаметр 0,4–0,7 см), расположенные в пласте наклонно, под углом 60–70° к поверхности напластования. На значительных участках столбиков слои плотно прилегают к их боковой поверхности (однослойная стенка), но в соседних частях того же столбика боковое ограничение неровное. Из-за множества общих соединительных слоев невозможно реконструировать их методом графического препарирования. Столбики начинают рост от общего основания. Изредка столбик расширяется и разветвляется на два новых чуть меньшего диаметра, чем материнский. Эти строматолиты слагают линзообразные тела толщиной до 30 см и шириной до 50 см в пластах однородных мелкозернистых темных доломитов.

Слоистость и форма слоев. Слоистость нечеткая. Чередуются более светлые невыдержанные слоечки толщиной до 0,2 мм и более выдержанные тонкие (менее 0,1 мм) темные прослойки. Слоистость подчеркивается тонкими глинистыми примазками, приуроченными к послойным конформным поверхностям напластования, и линзовидными включениями светлого кристаллического карбоната. Слои имеют форму асимметричных уплощенных куполов. Степень выпуклости незначительная (не более 1:3, еще реже – 1:4).

Структура слоев. Слои сложены очень мелкими (до 0,02 мм) зернами карбоната, разделенными тонкими примазками темного глинистого вещества. На этом фоне выделяются более крупные зерна или линзочки толщиной 0,1–0,3 мм светлого прозрачного карбоната.

Вмещающая порода. Многие слои, не прерываясь, переходят из одного столбика в другой. Линзовидные промежутки между ними заполнены более однородно-зернистым темным или светлым карбонатом.

Вторичные изменения. Порода разбита тонкими стилолитовыми поверхностями растворения, ориентированными в общем по слоистости. Растворение было, очевидно, незначительным и не превышало долей миллиметра. Встречаются послойно расположенные линзочки белого кристаллического кальцита толщиной до 0,3 мм.

Сравнение. От других форм группы *Collumnaefacta* отличается, кроме асимметрии построек, "простой" тонкозернистой структурой слоев.

Геологический возраст и распространение. Карбонатные толщи, вероятные аналоги ятулия, афебий, Северо-Западная Финляндия.

Материал. Четыре образца (4471/34–37) из района Коркеамаа (обн. 7).

Группа *Omachtenia* Nuzhnov, 1967

Omachtenia: Нужнов, 1967, с. 132.

"Цилиндрические и субцилиндрические столбики с частыми кольцевыми карнизами и полукольцевыми выступами на боковых поверхностях. Столбики расположены довольно близко друг от друга и связаны большим количеством переходных слоев или общих напластований... При ветвлении один столбик распадается на два и более самостоятельных столбика меньшего диаметра. Столбики и их ответвления в биогерме обычно имеют общую ориентировку (в большинстве случаев вертикально вверх, реже – пологим веером от общего основания)... В биогермах можно наблюдать, как одни столбики расширяются вверх и затемняют другие, которые, постепенно сужаясь кверху, прекращают свое развитие. Поперечные сечения столбиков округлые, реже – неправильные и часто связаны друг с другом соединительными слоями".

С.В. Нужнов справедливо отмечает общее сходство построек *Omachtenia* с *Kussiella*. Главным отличием является принадлежность *Omachtenia* не к столбчатым, а к столбчато-пластовым строматолитам.

Omachtenia kvartsimaa [2] Kryløv et Perttunen, f. nova

Рис. 28; табл. VI, фиг. 1, 2

Тип формы. ГИН АН СССР, №4471/15, карбонатные толщи, вероятные аналоги ятулия, афебий. Карьер Кварцимаа, Северо-Западная Финляндия.

Описание. Невыдержанные по ширине столбики высотой до 30 см. Диаметр – от 1 до 30 см и более (особенно в нижней части построек). Преобладают столбики диаметром 7–12 см. Они расположены в общем вертикально и слагают пласт толщиной 70–80 см. Местами столбики четко отделяются от вмещающей породы, но обычно имеют много общих соединительных слоев, и нередко видно срастание столбиков (см. рис. 28, Д, Е). Большинство построек начинает рост от общего для нескольких столбиков пластового основания, а затем широкие столбики распадаются на несколько более узких (см. рис. 28, В, Г). Нередко наблюдается увеличение диаметра столбика по мере его роста (см. рис. 28, А, Д и др.). Обилие соединительных мостиков и участков срастания столбиков не позволяет применить к этим постройкам графическое препарирование и восстановить их форму.

Рост построек начинался чаще всего на каких-либо возвышенностях на дне водоема, обычно на крупных плоских гальках доломита или кварцита (см. рис. 28, В, Д, Е).

Слоистость, форма и структура слоев. Постройки сложены слоями нескольких типов. Основу столбиков слагают не выдержанные по толщине слои тонкозернистого (размер зерен 0,01–0,02 мм) плотного желтого доломита толщиной от 0,5 до 2 мм. Эти слои изогнуты в общем куполовидно со значительной крутизной арок в узких столбиках (от 1:2 до 1:1) и более полого – в широких. В широких столбиках часты уплощенные и коробчатые слои. Как правило, эти слои сгофрированы в мелкие пологие складки. В шлифах, вследствие тонкозернистости слагающего их карбоната, эти слои выглядят более темными. Они разделяются невыдержанными линзовидными слоями более крупнозернистого доломита с неоднородной структурой. В них крупные (0,5–1 мм) зерна и скопления зерен прозрачного кристаллического карбоната разделяются неравномерно окрашенным (от светло-серого до почти черного) глинистым материалом, тонкозернистым карбонатом. Иногда удлиненные кристаллы доломита образуют розетки и линзообразные жеоды. В этих слоях встречаются зерна обломочного кварца размером до 0,7 мм, скопления и кубические кристаллы пирита (до 0,5 мм).

Вмещающая порода представляет собой сильно опесчаненный доломит, в котором беспорядочно размещены обломки строматолитовых тонкозернистых сло-

[2] По названию карьера Кварцимаа.

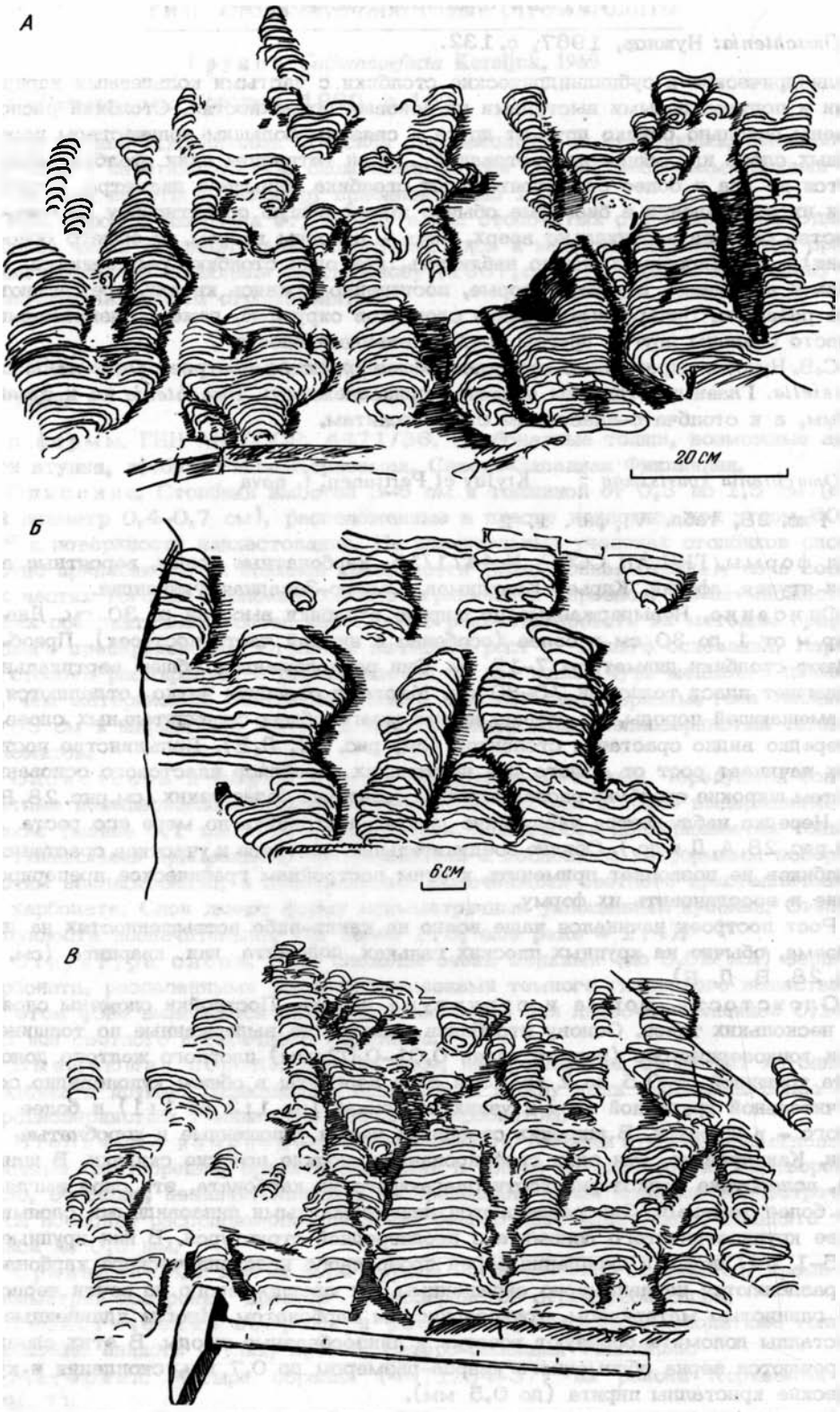


Рис. 28. *Omachtenia kvartsimaa* Kryl. et Pertt.

А – Е–вертикальные сечения построек в обнажении, карьер Кварцимаа (обн. 15), Северо–Западная Финляндия

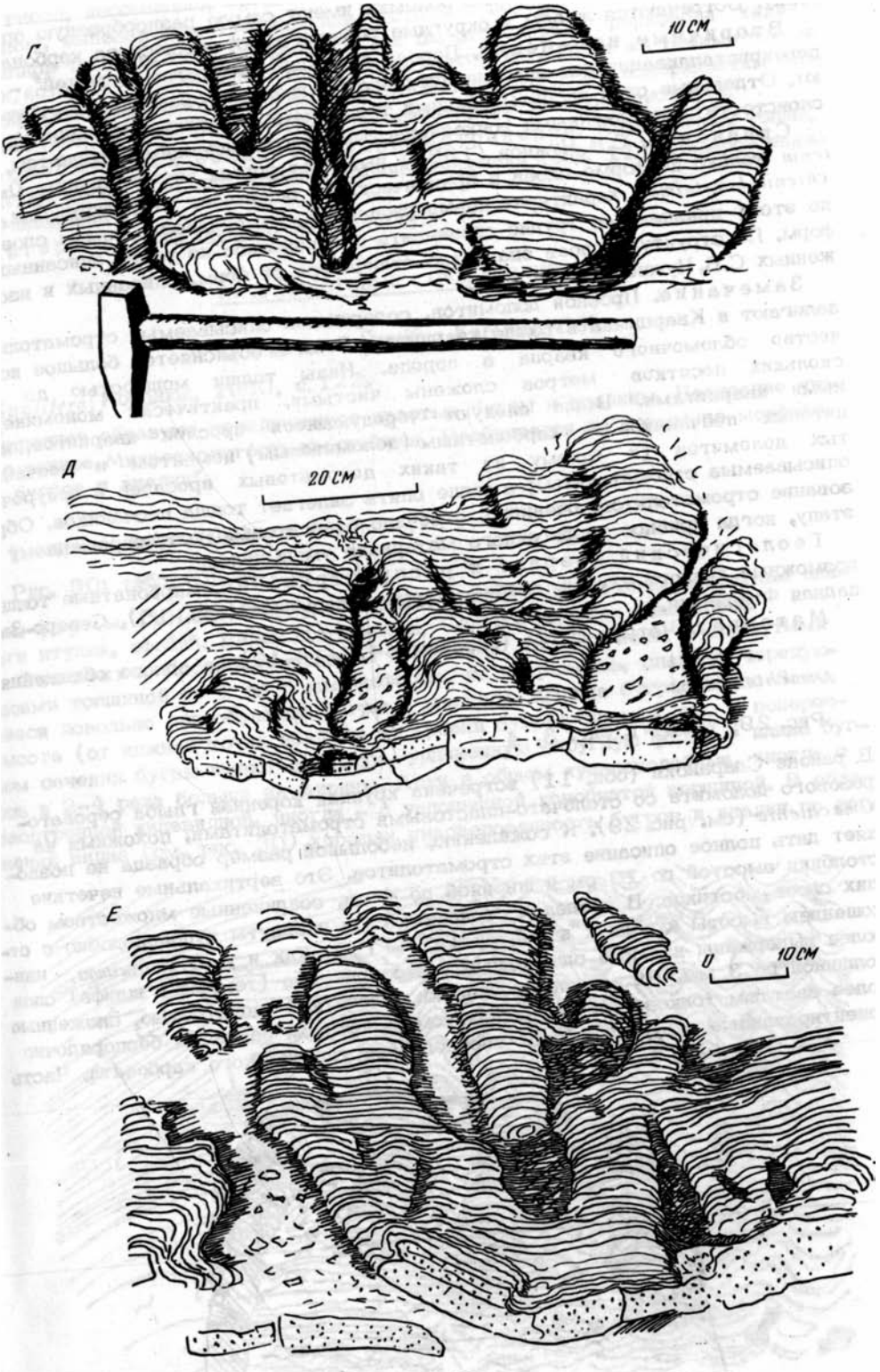


Рис. 28 (окончание)

ев длиной до 2 см. Удлиненные обломки имеют самую разнообразную ориентировку. Встречаются жеоды и округлые розетки кристаллического карбоната.

Вторичные изменения. Порода выглядит достаточно "свежей" – следы перекристаллизации или эпигенетического растворения практически отсутствуют. Отдельные слои разбиты тонкими трещинками (обычно перпендикулярно слоистости), заполненными тонкозернистым кристаллическим карбонатом.

Сравнение. С.В. Нужнов (1967) выделяет формы внутри группы *Omachtenia* только по форме слоев и практически не описывает структуру. Для *Omachtenia kvartsimaa* характерна невыдержанность, изменчивость формы слоев, и по этому признаку ее трудно сравнивать с какой-либо из ранее описанных форм. По структуре слоев она резко отличается от форм, описанных и изображенных С.В. Нужновым.

Замечание. Прослои доломитов, содержащих описываемые строматолиты, залегают в Кварцимаа в толще кварцитов. Этим и объясняется большое количество обломочного кварца в породе. Низы толщи мощностью до нескольких десятков метров сложены чистыми, практически мономинеральными кварцитами. Выше следуют чередующиеся прослои кварцитов, кварцитовых песчаников с карбонатным (доломитовым) цементом и песчанистых доломитов (к одному из таких доломитовых прослоев и приурочены описываемые строматолиты); а выше опять залегает толща песчаников. Образование строматолитов, очевидно, отвечало относительно кратковременному этапу, когда привнос терригенного материала уменьшился.

Геологический возраст и распространение. Карбонатные толщи, возможные аналоги ятулия, афебий. Карьер Кварцимаа (обн. 15), Северо-Западная Финляндия.

Материал. Четыре штуфа (образцы 4471/14–17) из одного обнажения.

Omachtenia sp.

Рис. 29; табл. VI, фиг. 3, 4

В районе Саарайоки (обн. 11) встречена крупная коренная глыба серовато-розового доломита со столбчато-пластовыми строматолитами, похожими на *Omachtenia* (см. рис. 29). К сожалению, небольшой размер образца не позволяет дать полное описание этих строматолитов. Это вертикальные нечеткие столбики высотой до 10 см и шириной до 4 см, соединенные множеством общих слоев-мостиков. В пределах столбиков слои изогнуты куполоподобно с отношением высоты купола к диаметру 1:3 – 1:2. Как и у *O. kvartsimaa*, наиболее выдержаны плотные однородные тонкозернистые (темные в шлифе) слои толщиной до 3 мм. Их разделяют участки с нечеткой слоистостью, сложенные более светлым тонкозернистым доломитом, в котором рассеяны беспорядочно ориентированные округлые гнезда светлого кристаллического карбоната. Часть

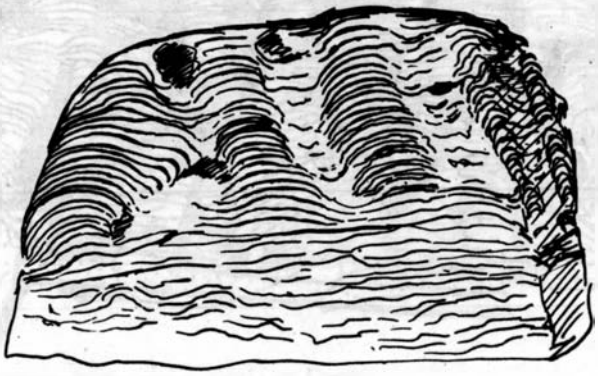


Рис. 29. *Omachtenia sp. 1.* Вертикальное сечение постройки в обнажении, район Саарайоки, Северо-Западная Финляндия

таких гнезд, несомненно, представляет собой вторичные кристаллические образования, выполняющие трещины или пустоты в породе. В процессе роста кристаллов темноцветные компоненты как бы сгонялись к периферии таких жеодок, которые нередко имеют узкую темную оторочку. Такие же темные тонкие прослойки, обогащенные глинистым веществом, приурочены и к поверхностям растворения (конформным и стилолитовым), ориентированным по слоистости.

Геологический возраст и распространение. Карбонатные толщи, вероятные аналоги ятулия, афебий. Район Саарайоки (обн. 11), Северо-Западная Финляндия.

Материал. Один образец (4471/41).

ТИП ПЛАСТОВЫЕ СТРОМАТОЛИТЫ

Группа *Stratifera* Koroljuk, 1960

Stratifera: Королюк, 1960, с. 122.

"Микрослои образуют чередующиеся простые бугры и впадины. Наслоение унаследованное. Микрослоистость простейшая. Разбивается на формы по морфологии бугров и впадин".

Stratifera elongata Krylov et Perttunen, f. nova

Рис. 30; табл. VII, фиг. 1, 2

Тип формы. ГИН АН СССР, 4471/57. Карбонатные толщи, вероятные аналоги ятулия, афебий. Район Маткакоски, Северо-Западная Финляндия.

Описание. Постройки сложены достаточно четкими полого изогнутыми слоями толщиной от 1 до 6 мм, которые, не прерываясь, слагают чередующиеся довольно однообразные бугры и впадины. Ширина бугров около 3 см, высота (от нижней точки впадины до кровли бугра) около 2 см. В поперечном сечении бугры имеют овальную, удлиненную округлую форму – длина бугров в 2–4 раза больше их ширины. Арки в общем куполоподобные, иногда с заостренной килевидной, иногда – с уплощенной коробчатой вершиной. В обнажении видна (см. рис. 30) хорошая унаследованность бугров и впадин по вер-

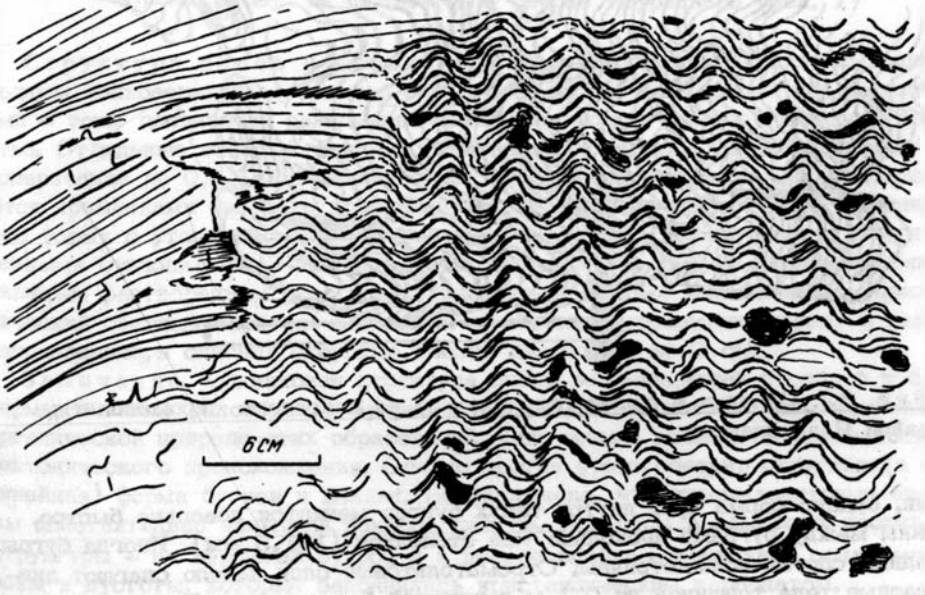


Рис. 30. Краевая часть биогерма со *Stratifera elongata* Kryl. et Pertt. Карбонатные толщи, район Маткакоски

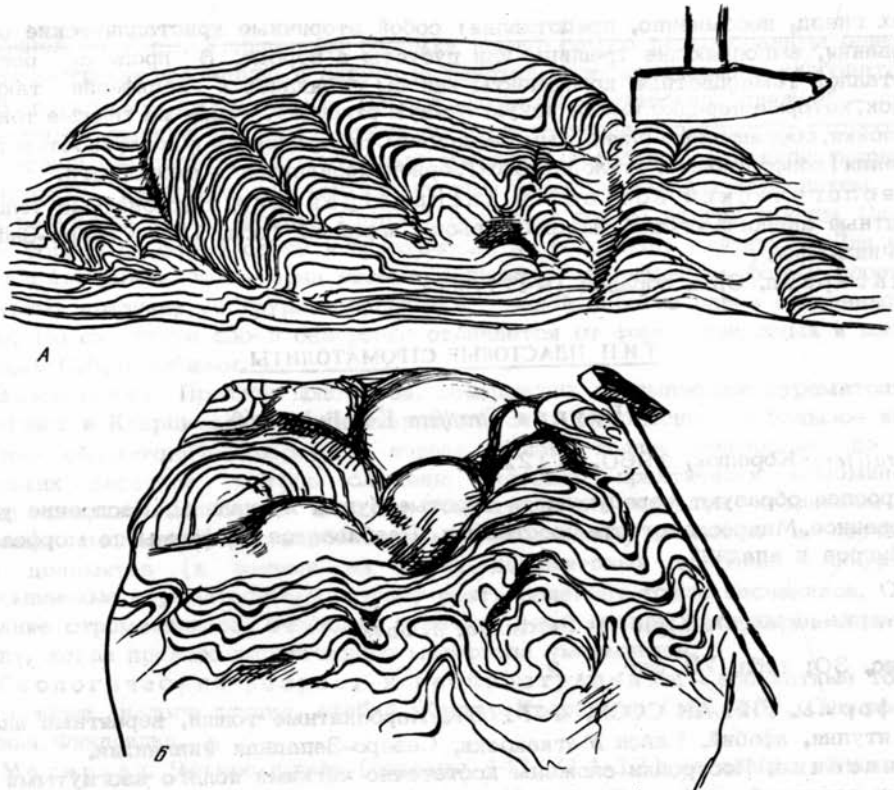


Рис. 31. Строматолитоподобные структуры (А, Б) в доломитах в районе Паакколанахо

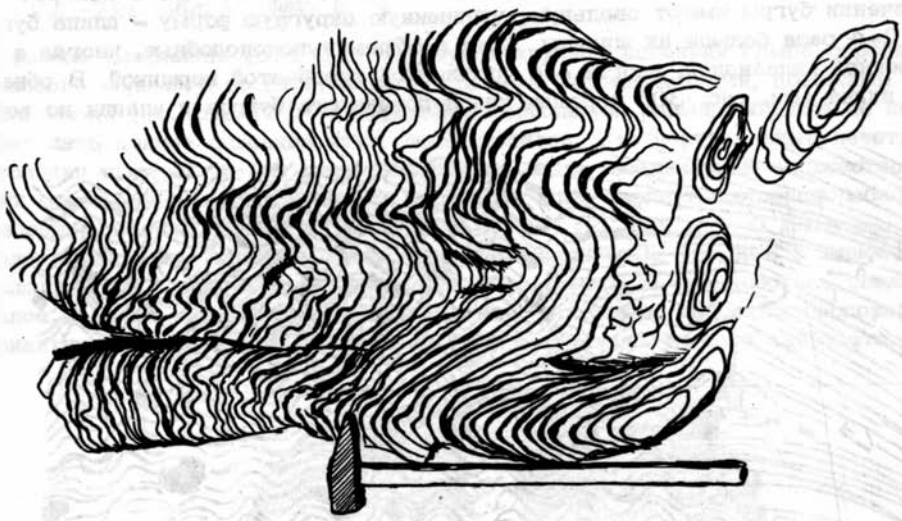


Рис. 32. Складки в доломитах, похожие на пластовые строматолиты, район Паакколанахо

тикали, однако форма арок внутри таких бугров меняется довольно быстро. Впадины между буграми несколько уже столбиков (1–1,5 мм). Иногда бугры и впадины слегка асимметричны. Строматолитовые слои нацело слагают линзообразные тела толщиной до 0,7 м и шириной более метра. В краевой части эти же слои, не прерываясь, переходят в обычные осадочные параллельнослоистые доломиты, что хорошо видно на рис. 30.

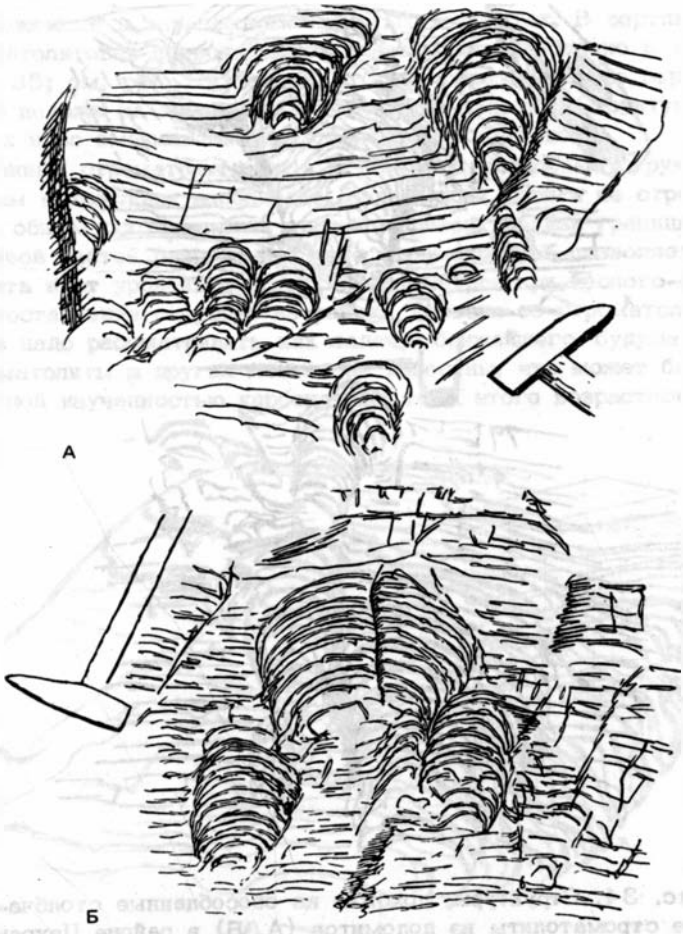


Рис. 33. Желвакообразные структуры, похожие на строматолиты (А,Б) из доломитов в районе Пеураапало (обн. 1)

Структура слоев и вторичные изменения. Слои сложены однородным тонкозернистым (размер зерен 0,01–0,03 мм) доломитом, между слоями – тоже достаточно равномерно-распылено тонкое темное глинистое вещество. Отдельные светлые зерна и удлиненные кристаллы карбоната имеют в поперечнике до 0,3 мм. Границы слоев довольно отчетливые. Они подчеркиваются прожилками светлого кристаллического карбоната, имеющими линзовидную форму с утолщениями на буграх и во впадинах. Порода разбита многочисленными стилолитовыми поверхностями растворения, иногда значительными, с видимым растворением участков толщиной в несколько миллиметров. Кристаллический светлый карбонат выполняет трещины, рассекающие породу в разных направлениях, и слагает округлые гнезда диаметром до 2 см.

Замечание. Одинаковая структура слоев во вмещающей породе и в биогерме, а также однообразие бугров и впадин дают основание для сомнений в органической природе этих образований. Они весьма похожи на плойчатость тектонического происхождения. Однако против этого говорит округлая (а не линейная) форма бугров и впадин. Не исключено, что строматолитовые биогермы действительно испытали боковое сжатие. При этом в замковых частях структуры – на вершинах бугров и в центре впадин – возникали ослабленные зоны и пустоты, которые заполнялись кристаллическим карбонатом.

Геологический возраст и распространение. Карбонатные толщи, вероятные аналоги ятулия, афебий. Район Маткакоски, Северо-Западная Финляндия.

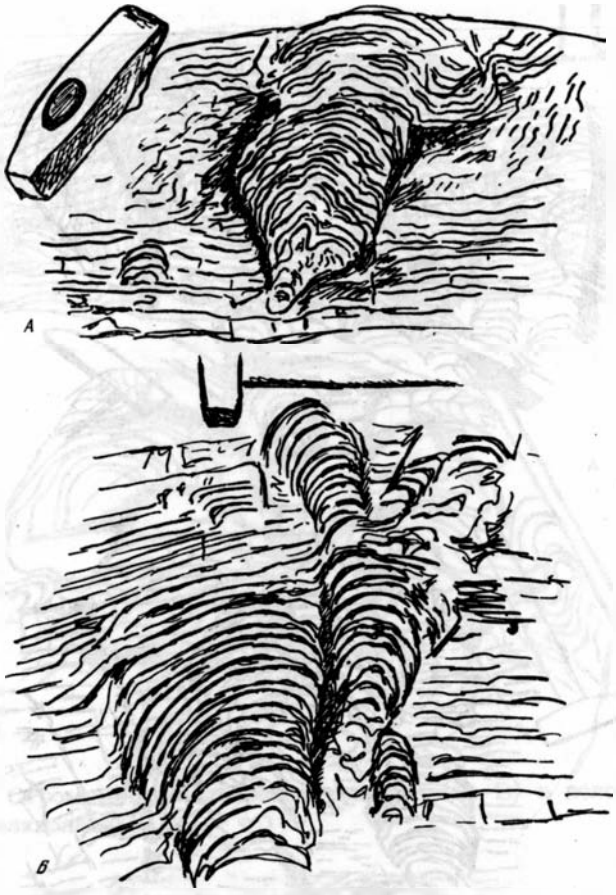


Рис. 34. Структуры, похожие на обособленные столбчатые строматолиты из доломитов (А, Б) в районе Пеуранпало (обн. 1)

Материал. Один образец.

Кроме того, в тех же карбонатных толщах были встречены образования, природа которых остается для нас неясной, хотя они морфологически похожи на строматолиты.

Прежде всего это относится к образованиям, встреченным в черных (углистых?) доломитах в районе Паакколанахо (обн. 13). Эти параллельнослоистые доломиты смяты в разнообразные складки, часть из которых весьма похожа на строматолитовые структуры (рис. 31). Однако по простиранию можно видеть постепенные переходы от таких образований к менее сложным складкам (рис. 32), которые становятся более простыми, пологими, и, наконец, мы можем видеть недислоцированные слоистые карбонаты.

Другие структуры из Паакколанахо представляют собой караваеобразные и столбообразные обособленные тела, лежащие в плоскости пласта. На их поперечных (вертикальных) срезах слоистость концентрическая, а на продольных видно, что слагающие слои имеют форму конусов (табл. VII, фиг. 3, 4). Однако назвать эти образования конофитонами трудно, поскольку у вершин конусов они не имеют специфической узловатой осевой зоны, столь характерной для всех конофитонов. Общий вид этих срезов позволяет считать более вероятным, что мы имеем дело со структурами, которые образуются в результате тектонических процессов типа будинирования.

Более похожи на строматолиты желвакоподобные структуры из Пеуранпало (обн. 1) и Лоуепало (обн. 2). Это обособленные куполоподобные желваки

(рис. 33) и столбообразные структуры (рис. 34), без какой-либо закономерности расположенные в параллельно-слоистых доломитах. В вертикальных срезах их строматолитовая природа кажется несомненной. Однако в поперечных срезах (рис. 35; см. рис. 34) видно, что эти образования не округлые, а больше всего похожи на замок узкой вытянутой складки. Структура слоев в этих складках и во вмещающих слоях совершенно одинакова.

Все описанные строматолитовые и строматолитоподобные структуры приурочены к линзам и прослоям карбонатов, залегающих хотя и не строго на одном уровне, но в общем составляющих единый горизонт вблизи границы вулканогенной и сланцевой частей разреза. Наличие строматолитов позволяет выделять и трассировать этот уровень на десятки километров при геолого-съемочных работах. Сопоставление структур из района Тервола со строматолитами из других регионов надо рассматривать как задачу ближайшего будущего. Пока подобные строматолиты в других местах не известны, что может быть связано с недостаточной изученностью карбонатных толщ этого возрастного интервала.

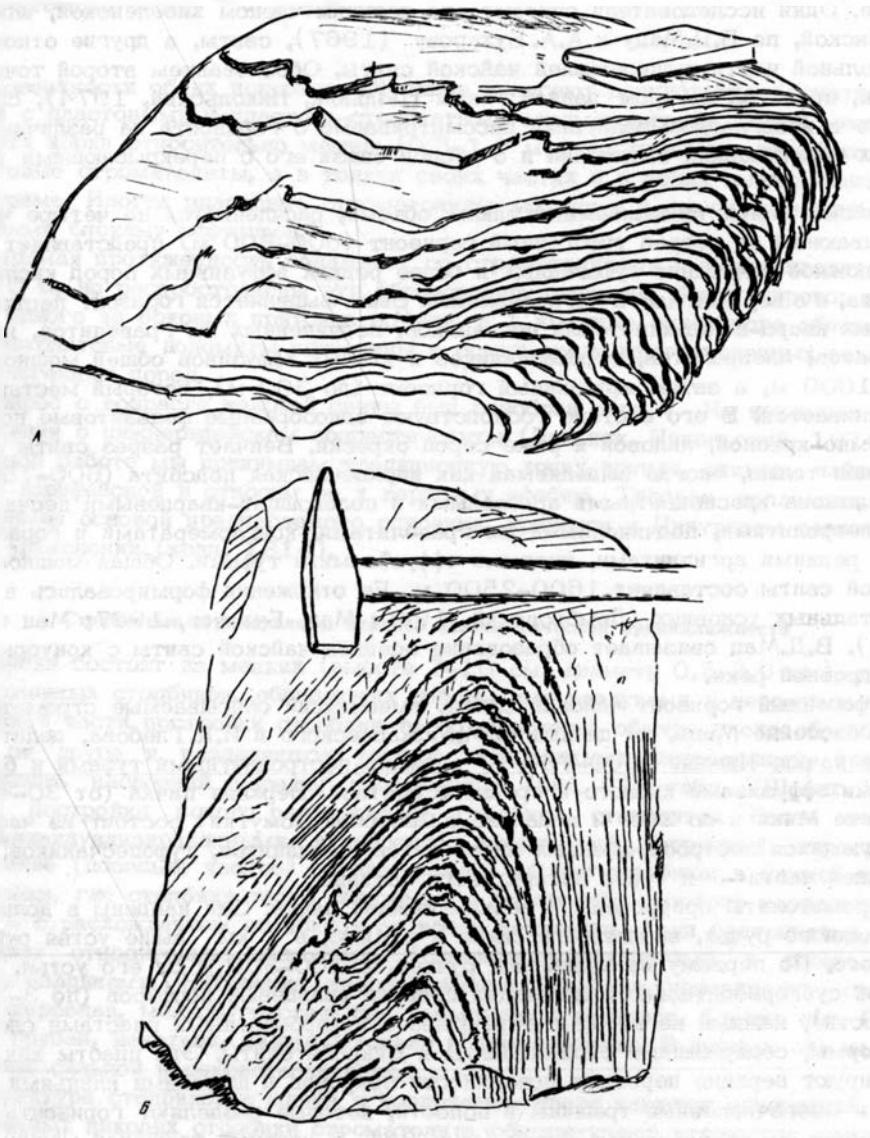


Рис. 35. Строматолитоподобные складки из доломитов (А, Б) – в районе Лоуепало (обн. 2)

ГЛАВА VIII

СТРОМАТОЛИТЫ АКИТКАНСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Акитканские строматолиты вызывают особый интерес, во-первых, из-за их стратиграфического положения непосредственно у границы афебия и рифея, а во-вторых – из-за совершенно необычных условий их локализации: они приурочены к карбонатным пластам, подчиненным туфогенному горизонту, входящему в комплекс вулканогенных, в значительной своей части континентальных моласс.

Общая характеристика акитканской серии и данные о ее изотопном возрасте были приведены в гл. II настоящей работы. Туфогенный горизонт, входящий в состав этой серии и вмещающий в бассейне р.Мини интересующие нас строматолиты, развит на значительном (до 150 км) протяжении в Акитканском хребте. Одни исследователи считают его верхним членом хибеленской, или домугдинской, по В.Д.Мацу и А.А.Бухарову (1967), свиты, а другие относят к базальной части вышележащей чайской свиты. Обоснованием второй точки зрения, принятой автором данной главы (Дольник, Никольский, 1974), служат данные о несогласном залегании рассматриваемого горизонта на различных пачках нижележащих отложений и о тесной связи его с перекрывающими толщами.

Чайская свита, принимаемая в таком объеме, расчленяется на четыре части. Открывающий ее разрез туфогенный горизонт (600–800 м) представляет собой сложное сочетание туфогенных и более редких эффузивных пород кислого состава, а в верхней части – и песчаников. Выше выделяется горизонт пестроцветных кварц-полевошпатовых песчаников, подчиненных им гравелитов, конгломератов, алевролитов, туфопесчаников и кислых эффузивов общей мощностью 450–1000 м, а затем эффузивный горизонт (до 300 м), который местами выклинивается. В его составе господствуют однообразные фельзитовые порфиры темно-красной, лиловой и реже серой окраски. Венчает разрез свиты терригенная толща, иногда выделяемая как верхнечайская подсвита (600–750 м). Она сложена красноцветными аркозовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами, подчиненными им гравелитами, конгломератами и гораздо более редкими аргиллитами, кислыми эффузивами и туфами. Общая мощность чайской свиты составляет 1600–2500 м. Ее отложения формировались в континентальных условиях (Домбровский, 1940; Мац, Бухаров, 1967; Мац и др., 1968). В.Д.Мац связывает образование осадков чайской свиты с конусом выноса древней реки.

Туфогенный горизонт чайской свиты, вмещающий описываемые строматолиты, в бассейне Мини, по данным О.М.Можаровского и И.К.Глебова, делится на две пачки. Нижняя (500–750 м) сложена пестроцветными туфами и более редкими эффузивами кислого и среднего состава. Верхняя пачка (от 30–40 м в долине Мини и до 200 м в долине р.Северной Домутки) состоит из часто чередующихся пестроокрашенных алевролитов, песчаников, туфопесчаников, а в нижней части – и туфов липаритового состава.

Строматолиты приурочены к верхам нижней пачки. Они найдены в долине безымянного ручья, впадающего слева в р.Миню, в 1 км выше устья руч.Базовского. По первому из названных ручьев, в 200–300 м от его устья, вскрыты два субгоризонтально залегающих покрова кварцевых порфиров (по 3–3,5 м мощности), каждый из которых перекрывается карбонатными пластами сложной формы, содержащими строматолиты и микрофитолиты. Эти пласты как бы нивелируют верхние неровные поверхности покровов и широкими клиньями вдаются в многочисленные трещины и полости, которые разделяют горизонты вулканитов на неправильные блоки (рис. 36). В крупных трещинах между блоками эффузивов развиваются главным образом столбчатые строматолиты. Они имеют мелкие, не всегда четкие, как правило, наклонные столбики. На верх-

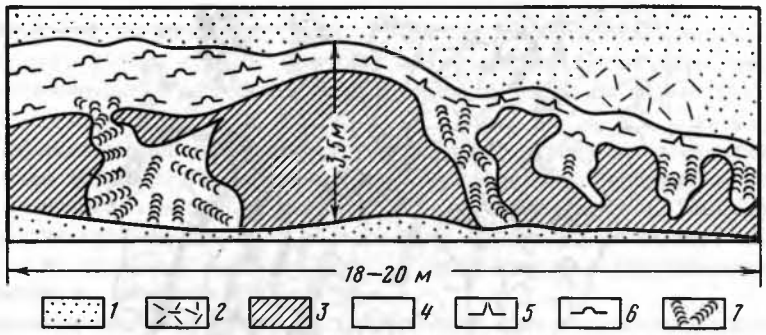


Рис. 36. Характер карбонатных пластов в туфогенном горизонте чайской свиты и размещение в них строматолитов

1 – осыпи, необнаженные участки; 2 – туфогенные породы; 3 – кварцевые порфиры; 4 – карбонатные породы; 5–7 – строматолиты: 5 – пластовые, 6 – столбчато-пластовые, 7 – столбчатые

ние поверхности обоих покровов эффузивов налегают волнистые карбонатные корки с пластовыми и пластово-столбчатыми строматолитами. В тех местах, где эти корки относительно мощны (0,5–1,0 м), они содержат столбчато-пластовые строматолиты, а в тонких своих частях и в зонах выклинивания – пластовые. Иногда пластовые строматолиты заходят и в трещины между отдельными блоками эффузивов.

Видимая протяженность обнажения со строматолитами и микрофитолитами 18–20 м, но распространены эти образования, очевидно, более широко: в долине одного из боковых притоков р.Мини, в 1 км ниже описанного обнажения, строматолитовые доломиты встречены в осыпи среди многочисленных глыб вулканогенных пород.

Вопрос о возрасте чайской свиты был разобран в гл. V. Не исключая предположения о нижнерифейском возрасте свиты (Дольник, Никольский, 1974), в данной работе мы принимаем традиционную точку зрения, считаем чайскую свиту дорифейской и относим ее к верхнему афебию. Типовая коллекция, послужившая основой предлагаемого описания, хранится в Иркутском геологическом управлении (колл. 1814).

Столбчатые строматолиты неясной систематической принадлежности

Постройки состоят из мелких (высота 7–10 см, диаметр 0,5–3,0 см), обычно наклонных столбиков, обладающих небольшими раздувами и пережимами. В нижней части постройки столбики тесно сближены, обычно плохо обособлены друг от друга и разделяются узкими клиновидными депрессиями, где сплошность наслоений нередко прерывается (рис. 37; табл. VIII, фиг. 1,2). Вверх постройка полого расширяется, столбики становятся более четко индивидуализированными и нередко имеют вид бугристых отростков. Ветвление (довольно частое) на два, реже – на три столбика: в нижней части постройки, где столбики тесно сближены, – по способу простого распадения, выше – с расхождением столбиков от точки ветвления. Арки фестончатые, обладают относительно широкими, пологими выпуклостями и резкими узкими впадинами. Наслоение унаследованное. Боковая поверхность столбиков неровная, мелкобугристая, без козырьков и карнизов. Стенки нет. Слоистость грубая, нечеткая, видимая только в пришлифовках. В шлифах она не видна из-за сильной перекристаллизации.

Структура столбиков в шлифе в проходящем свете кажется однородной. В скрещенных николях столбики строматолита обнаруживают вторичную шестоватую конусовидную структуру. Шестоватые кристаллы кальцита полностью заполняют столбики, образуя систему конусов, обращенных вершиной вниз. Кону-

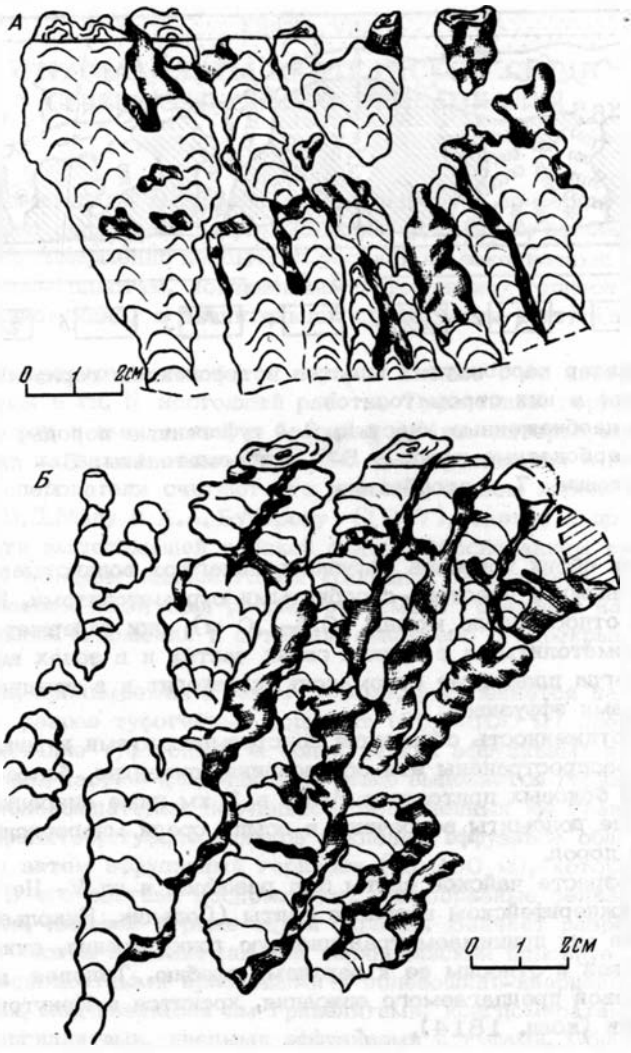


Рис. 37. Столбчатые строматолиты неясной систематической принадлежности

А, Б – внешняя форма

сы располагаются веерообразно; их ориентировка и конфигурация, очевидно, в какой-то мере отражают расположение столбиков и границы слоев. Высота конусов 3,5–4,0 мм, диаметр до 3,5 мм. Каждый конус гаснет, как монокристалл.

Вмещающая порода представлена кристаллокластическими туфами, которые заполняют узкие межстолбиковые пространства.

Вторичные изменения – перекристаллизация карбоната в столбиках строматолита и окремнение – интенсивные. Межстолбиковое пространство местами почти целиком заполнено вторичным кремнеземом, часто имеющим сферолитовую структуру. Среди кремнезема иногда сохраняются реликты туфов. Карбонатный материал в столбиках неравномерно перекристаллизован. Часть столбиков сложена разнозернистым известняком, зерна которого ориентированы в целом параллельно боковой поверхности и оси столбика. В других столбиках зерна известняка теряют свою обособленность, образуются единые крупные шестоватые кристаллы и сферолиты.

Рассматриваемые строматолиты по своей шестоватой конусовидной структуре близко напоминают строматолиты группы *Olenia* But., для которых кону-

совидно-лучистая микроструктура – один из главных диагностических признаков (Бутин, 1966, с.37). Поэтому автор данной главы первоначально относил описываемые постройки к этой группе, к новой ее форме *O. akitkanica* Dol. (Дольник, Никольский, 1974, с.873, рис. II, 3, 4). Однако, строго следуя морфологической концепции групп строматолитов, мы вынуждены пересмотреть такое определение групповой принадлежности описываемых форм. Их сложные, ветвящиеся столбики не похожи на столбики *Olenia*, "внешне очень напоминающие гриб-дождевик с несколькими вздутиями столбика" (Бутин, 1966, с.37), и не обладают четкой сезонной слоистостью в вертикальном сечении, отмеченной в диагнозе группы *Olenia*.

Групповая принадлежность рассмотренных строматолитов должна быть уточнена после сбора дополнительного материала лучшей сохранности. Сейчас мы располагаем одиннадцатью образцами, происходящими из обоих описанных выше карбонатных пластов в туфогенном горизонте чайской свиты акитканской серии (обр. 1814/14-24).

Segosia (?) *minija* Dolnik

рис. 38, А, Б, В; табл. VIII, фиг. 3, 4

Segosia (?) *minija*: Дольник, Никольский, 1974, с.873-874, рис. II, 4, 5, 6.

Тип формы. ИГУ, 1814/10. Чайская свита, р.Миня. Северо-Байкальское нагорье. Афебий.

Описание. Столбики мелкие, субвертикальные, тесно сближенные, субпараллельные. Высота их 10-15 см, диаметр 1-1,5 см. Поперечное сечение округлое.

Иногда столбики заканчиваются мелкими бугорчатыми отростками. Ветвление редкое, на два параллельных или слабо расходящихся столбика. Некоторые столбики, разветвляясь, идут параллельно на небольшом отрезке, а затем вновь сливаются в единый столбик. Боковая поверхность столбиков мелкоребристая, слои образуют мелкие карнизы. Стенка отсутствует. Форма арок уплощенная или пологовыпуклая. Наслоение не вполне унаследованное. Слоистость нечеткая.

В некоторых столбиках намечаются темные слои толщиной 0,08-0,10 мм и значительно более широкие светлые (0,7-1,0 мм). В пришлифовках и шлифах видно, что отдельные слои являются общими для серии близко расположенных столбиков. Иногда такие слои окремнены и отчетливо выделяются на пришлифовках.

Структура слоев. Структура слоев простейшая; из-за сильной перекристаллизации она наблюдается только в отдельных участках шлифов. Темные слои сложены тонкозернистым известняком, светлые – мелко- и среднезернистым.

Вмещающая порода. Строматолитовые столбики разделены мелко- и среднезернистым, реже – крупнозернистым известняком, границы раздела весьма нечетки.

Вторичные изменения. Известняк перекристаллизован как во вмещающей породе, так и в столбиках, местами окремнен. Окремнение приурочено к отдельным слоям или участкам строматолитовых столбиков и вмещающей породы. Окремненные слои строматолита, как правило, являются общими для ряда столбиков.

Сравнение. Рассматриваемые строматолиты по общей форме постройки и характеру боковой поверхности столбиков имеют наибольшее сходство со строматолитами группы *Segosia* But. Но редкое ветвление рассматриваемых строматолитов и округлое, а не вытянутое поперечное сечение столбиков отличают их от этой группы. Поэтому они отнесены к названной группе условно. Сравнение рассматриваемой формы с *Seg. columnaris* – единственной ранее описанной формой данной группы (Бутин, 1966) – затруднено из-за нечеткой микроструктуры слоев типовых экземпляров обеих форм.

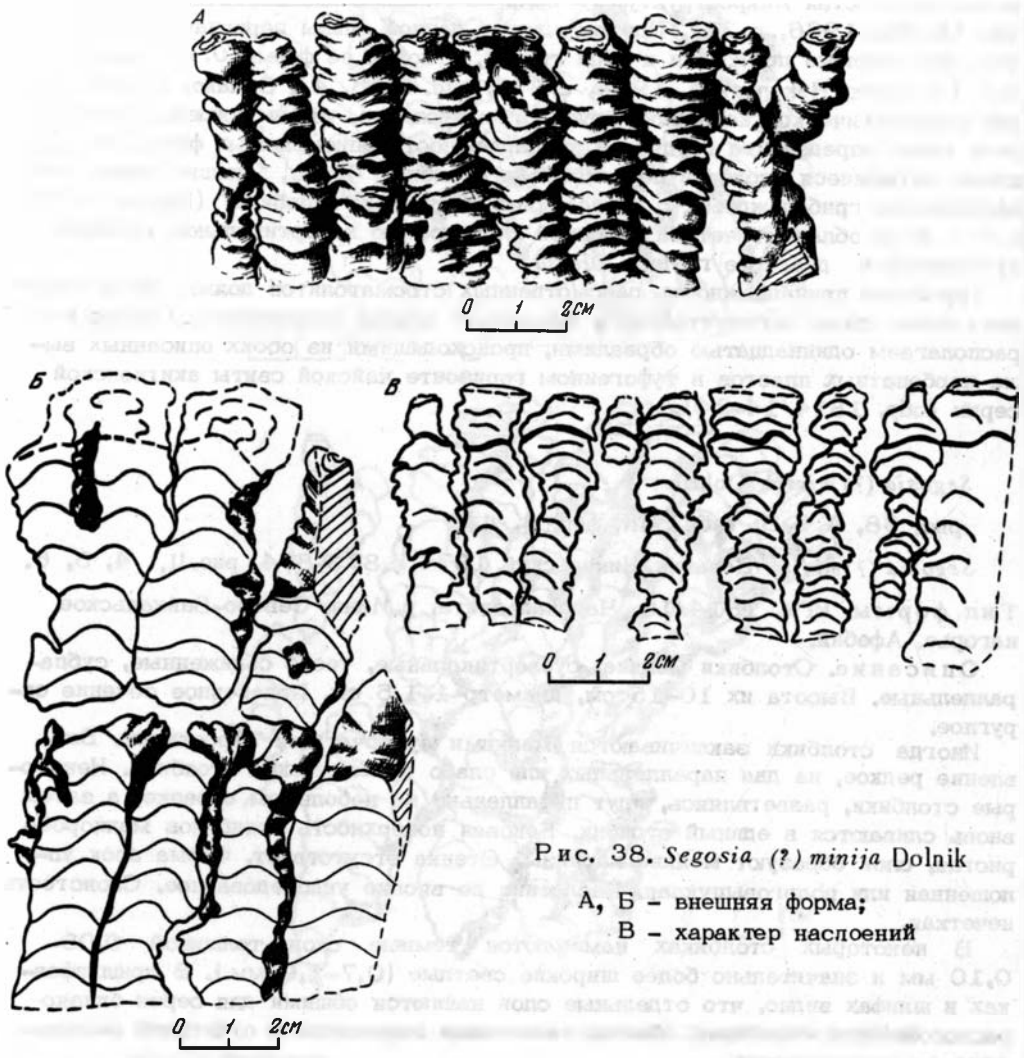


Рис. 38. *Segosia (?) minija* Dolnik

А, Б – внешняя форма;
В – характер наслоений

Материал. Пять образцов из двух обнажений (образцы 1814/10, 1814/25–28).

Геологический возраст и распространение. Афебий, чайская свита, туфогенный горизонт (в обоих описанных выше карбонатных пластах) Северо-Байкальское нагорье, р.Миня.

Совместно с описанными строматолитами в туфогенном горизонте чайской свиты в тех же обнажениях присутствуют стратиферы (их микроструктура плохо сохранилась). Они были определены автором данной главы как *Stratifera* cf.*flexurata* Kom.(Дольник, Никольский, 1974). Типичные представители этой формы описаны из нижнерифейских отложений Анабарского массива и Оленекского поднятия (Комар, 1966). Две другие разновидности чайских строматолитов имеют черты сходства с некоторыми ятулийскими строматолитами (средняя часть афебия).

Ясно, что на основании имеющихся данных по строматолитам мы не можем сделать сколько-нибудь уверенных выводов о возрасте чайской свиты. Для этого необходимы дополнительные поиски и сборы акитканских строматолитов. Уже сделанные находки создают для таких поисков многообещающие предпосылки.

ГЛАВА IX

НЕКОТОРЫЕ КАРБОНАТНЫЕ СТРОМАТОЛИТЫ АФЕБИЯ КАНАДСКОГО ЩИТА

Афебийские строматолиты Канадского щита должны сыграть совершенно особую роль в познании дорифейских строматолитов. По обилию этих образований и широте их латерального распространения канадский афебий не имеет себе равных среди одновозрастных комплексов других регионов. Строматолиты на Канадском щите известны, по существу, во всех карбонатных, во многих терригенно-карбонатных и даже в некоторых терригенных (серия Эт-Тен) и в железисто-кремнистых толщах афебия (серия Анимики). Все эти отложения практически не метаморфизованы, представлены образованиями различных фаций (от континентальных до относительно глубоководных морских) и широко распространены на площади. Их региональная стратиграфия хорошо разработана, а возрастное положение, благодаря относительному обилию радиогеохронологических данных и наличию стратиграфических соотношений как с археем, так и с нижним рифеем, не вызывает сомнения. Тем не менее афебийские строматолиты Канады изучены еще крайне недостаточно. В большинстве затрагивающих их публикаций они описываются с седиментологической точки зрения и рассматриваются как индикаторы условий осадконакопления, направления палеотечений и т.п. (например, Hoffman, 1967, 1969, 1973а, 1974), а их биостратиграфическое значение или не анализируется, или априорно отрицается. В современной литературе, по существу, имеется только три работы с подробным рассмотрением морфологии этих построек (Donaldson, 1963; Hofmann, 1969а,б)[1], но и в них далеко не все формы описаны в соответствии с существующими требованиями к диагностике и представлению материала. Между тем именно канадские строматолиты нередко привлекаются к обоснованию далеко идущих выводов о невалидности "строматолитовой биостратиграфии" и о сходстве строматолитов афебия и рифея (например, Hofmann, 1969б; Hofmann, 1973б; Donaldson, 1976). В этой связи надо подчеркнуть, что адекватных материалов по канадским дорифейским и по рифейским строматолитам сейчас нет и, видимо, пройдет еще много времени, прежде чем афебийские формы по степени изученности смогут сравниваться с рифейскими.

Предлагаемое ниже описание некоторых карбонатных строматолитов афебия Канадского щита ни в коей мере не претендует на то, чтобы ликвидировать упомянутый выше разрыв в изученности дорифейских и рифейских форм, – для этого имеющийся в распоряжении автора материал слишком мал. Однако мы должны с чего-то начать и попробовать применить к афебийским строматолитам Канады ту методику изучения, которая была выработана на примере рифейских строматолитов СССР. Материалом для описания послужила коллекция карбонатных строматолитов, собранная автором во время визита в Канаду в 1973 г., а также ряд образцов, любезно предоставленных канадскими геологами. Кроме того, автор имел возможность изучить хранящиеся в музее Геологической службы Канады в Оттаве типовые коллекции строматолитов, ранее описанные Дж.Дональдсоном и Х.Хофманном.

Автор глубоко благодарен Академии наук СССР, Национальному исследовательскому Совету Канады и Геологической службе Канады за организацию визита в Канаду, включавшего в себя полевые экскурсии в районе озер Верхнего, Большого Невольничьего и Большого Медвежьего, а также в Скалистых горах Британской Колумбии и Альберты. Гидами этих экскурсий были доктора

---

[1] После сдачи данной работы в печать была опубликована статья Х. Хофманна, (H.J. Hoffman. On aphebian stronatolites and riphean stromatolite stratigraphy. – „Precambrion Res.", 1977, 5, p. 175–205), содержащая важные данные об афебийских строматолитах Канады. Эти материалы естественно, не могли быть учтены в настоящей монографии.

Дж.Эйткин, П.Хоффман (Геологическая служба) и Дж.Франклин (университет Лейкхед). Описанные ниже строматолиты были собраны автором совместно с П.Хоффманом в выбранных им обнажениях. Доктора Г.Джексон, П. Хоффман (Геологическая служба) и Х.Хофманн (Монреальский университет) предоставили возможность ознакомиться с их коллекциями строматолитов и любезно передали автору несколько образцов. Пользуюсь случаем выразить искреннюю благодарность всем названным геологам, а также С.Н.Серебрякову, который помог в реконструкции внешней формы канадских строматолитов. Среди многих лиц, с которыми я обсуждал различные аспекты докембрийских строматолитов, хочу особенно отметить Дж.Эйткина, П.Э.Клауда, Вл.А.Комара, С.Н.Серебрякова, Х.Хофманна и П.Хоффмана.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОПИСАННЫХ СТРОМАТОЛИТОВ

Большинство описываемых ниже образцов происходит из различных формаций серии Питей надсерии Грейт-Слейв, из вышележащей серии Эт-Тен, развитых вдоль восточного рукава Большого Невольничьего озера, и из формации Рокнест серии Эпуорт, развитой в бассейне р.Коппермайн, к востоку от Большого Медвежьего озера. В описании также учтено несколько образцов из серии Белчер, слагающей одноименные острова в восточной части Баффинова залива, и из надсерии Кениаписку (формация Динолп) Лабрадорского грога.

Строение надсерии Грейт-Слейв и серии Эпуорт отражено на рис. 39, их описание можно найти в ряде недавно опубликованных работ (Hoffman, 1968, 1969, 1973а; Stockwell e.a., 1970; Hoffman e.a., 1970; Fraser, Trembley, 1969; Семихатов, 1974; и др.). Не останавливаясь на рассмотрении всей последовательности упомянутых подразделений, отметим некоторые особенности строматолитсодержащих толщ серии Питей, формации Рокнест и серии Эт-Тен. Серия Питей, согласно П.Хоффману (Hoffman, 1969, 1973а, 1974), объединяет два разнофациальных комплекса отложений: накопившиеся в узком троге относительно глубоководные карбонатно-терригенные толщи, лишенные четких строматолитов, и слагающие карбонатную платформу доломито-известняковые мелководные существенно строматолитовые толщи (см. рис.39). Граница между этими двумя фациями достаточно резкая и подчеркивается вытянутой вдоль нее неширокой (до 5 км) полосой развития крупных биогермов и обрамляющих их с внешней стороны подводно-оползневых и обвальных брекчий.

В пределах карбонатной толщи серии Питей господствуют строматолитовые и микрофитолитовые породы, имеющие в нижней части, в формации Талзейлей, доломитовый, а выше - доломитово-известковый и известковый состав. Среди строматолитовых пород пространственно хорошо обособляются разности, сложенные столбчатыми и пластовыми постройками. Первые в формациях Уайлдбред и Талзейлей образуют монолитные пласты, наиболее мощные (до 15-20 м) из которых приурочены к кровле названных формаций. Такие пласты по простиранию прослеживаются вдоль всего северного крыла синклинория, выполненного породами надсерии Грейт-Слейв; по разрезу каждого из них наблюдается определенная смена морфологических разностей построек, которую П. Хоффман связывает с направленной сменой фациальных условий. В формации Угсинги строматолиты слагают весь объем отложений. Они не очень ясно обособлены в породе и описываются П.Хоффманом (Hoffman, 1974) как скопление соприкасающихся соединенных неслоистых колонок (лоферитовая фация). Ознакомление с этими образованиями в поле и изучение их в шлифах показывают, что они сложены своеобразными мелкими столбчатыми строматолитами, близкими к якутофитонам. К той же фации этот исследователь относит нижнюю часть формации Хирн.

Пластовые и обычно ассоциирующие с ними желваковые строматолиты в серии Питей слагают менее мощные, но также весьма выдержанные слои. Так, трехметровый слой своеобразных стратифер, венчающий формацию Хирн, прослеживается по всей территории карбонатной платформы. С породами, сложенными пластовыми и желваковыми строматолитами, чередуются значительные

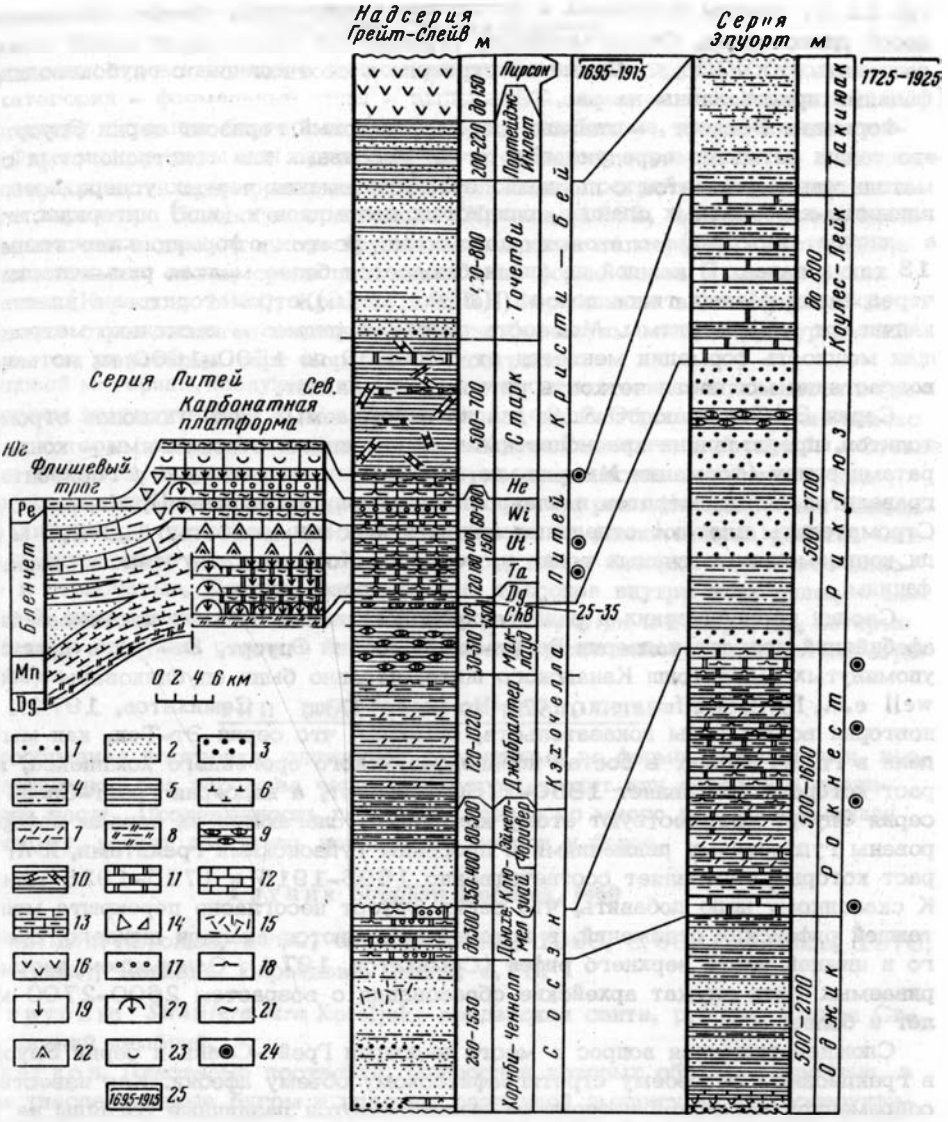


Рис. 39. Схема строения и сопоставления разрезов надсерии Грейт-Слейв и серии Эпуорт (Hoffman, 1968, 1973a, 1974; Hoffman, e.a., 1970; Fraser, Trambley, 1969, с некоторыми добавлениями и изменениями)

1 – конгломераты; 2 – кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, кварциты; 3 – граувакки с градационной слоистостью; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты, глинистые сланцы; 6 – аргиллиты, известковистые аргиллиты в ассоциации с граувакками; 7 – известковистые и доломитистые аргиллиты; 8 – мергели; 9 – аргиллиты с карбонатными конкрециями; 10 – аргиллиты с отторженцами карбонатных и гораздо реже – терригенных пород; 11 – доломиты; 12 – известняки; 13 – глинистые известняки и доломиты; 14 – карбонатные брекчии обрушения; 15 – туфы, туффиты основного состава; 16 – основные эффузивы; 17 – онколиты, катаграфии; 18–23 – строматолиты: 18 – всех типов, 19 – столбчатые, 20 – крупные биогермы столбчатых; 21 – пластовые, столбчато-пластовые, 22 – столбчатые и пластовые, 23 – неясной морфологии и водорослево-слоистые породы; 24 – стратиграфическое положение строматолитов, описанных в данной работе; 25 – K–Ar возраст прорывающих интрузивных пород

Латинские буквы на схеме – названия формаций: Dg – Дуглас-Пенинсула, Mn – Мак-Лин; Ре-Пикенатуи-Поинт; Та-Талзейлей; Ut – Утсинги; Wi – Уайлдброд; He – Хирн; Chb – Чарлтон-Бей

(до 12 м) пласты оолитовых и онколитовых доломитов, обычно обладающих косой слоистостью. Общая мощность карбонатной толщи серии Питей может достигать 600–700 м. Схема ее строения и соотношение с глубоководными фациями представлены на рис. 39.

Формация Рокнест – главный строматолитовый горизонт серии Эпуорт – это толща ритмично чередующихся пачек массивных или толстослоистых строматолитовых доломитов с пачками переслаивающихся черных углеродистых глинисто-карбонатных сланцев, глинистых доломитов и (или) интракластитов, а иногда и строматолитовых доломитов. Всего в формации насчитывается 13 таких пачек. В каждой из них наблюдается более мелкая ритмичность в чередовании разных типов пород (Hoffman, 1976), строматолитовые пласты заканчивают мелкие ритмы. Мощность подобных ритмов – несколько метров; общая мощность формации меняется от 500–600 до 1500–1600 м; по мере возрастания мощности четкость ритмичности падает.

Серия Эт-Тен, заключающая два из описываемых ниже таксонов строматолитов, представлена красноцветными обломочными отложениями – конгломератами внизу (формация Мьюрки, до 1000 м) и песчаниками с горизонтами гравелитов, конгломератов и алевролитов вверху (формация Прибл, до 3000 м). Строматолиты слагают отдельные линзы и пласты мощностью 0,5–2,0 м среди конгломерато-песчаных толщ и, согласно Хоффману, тяготеют к озерным (?) фациям.

Сводки геологических и радиогеохронологических данных, доказывающих афебийский возраст надсерии Грейт-Слейв, серий Эпуорт, Эт-Тен и других упомянутых выше толщ Канадского щита, недавно были опубликованы (Stockwell e.a., 1970; Hoffman e.a., 1970; Hoffman, 1973a; Семихатов, 1974). Не повторяя всей суммы доказательств, отметим, что серия Эт-Тен, как мы видели в гл. II, входит в состав позднеафебийского орогенного комплекса, возраст которого составляет 1850–1750 млн. лет, а надсерия Грейт-Слейв и серия Эпуорт предшествуют этому комплексу, слагающие их породы деформированы гудзонскими движениями и прорваны гудзонскими гранитами, K-Ar возраст которых составляет соответственно 1695–1915 и 1725–1925 млн.лет. К сказанному надо добавить, что серия Эпуорт несогласно перекрыта мощной толщей рифейских отложений, в которой выделяются аналоги нижнего, среднего и нижней части верхнего рифея (Семихатов, 1974). Основанием рассматриваемых толщ служат архейские образования с возрастом 2600–2700 млн. лет и более.

Сложнее решается вопрос о месте надсерии Грейт-Слейв и серии Эпуорт в грандиозном по своему стратиграфическому объему афебии. Как известно, в современной канадской литературе высказываются различные взгляды на то, какой части афебия отвечают надсерия Грейт-Слейв, безусловно сопоставимая с ней серия Эпуорт, серия Белчер и надсерия Кениаписку. Одни геологи считают, что Грейт-Слейв в общем синхронична Гурону, отвечает низам афебия и является более древней, чем Каниаписку и другие железорудные толщи Канадского щита (Stockwell e.a., 1970). Другие полагают, что Грейт-Слейв вместе с железорудными толщами представляет только верхнюю часть афебия (моложе 2100 млн. лет), тогда как Гурон заведомо древнее 2150 млн. лет (Roscoe, 1960; Fraser e.a., 1972; Hoffman, 1973a). Наконец, третьи придерживаются мнения о том, что железорудные комплексы Анимики по крайней мере частично отвечают Гурону (Church, Young, 1970; Young, 1970, 1973).

Рассмотрение данных, положенных в основу перечисленных точек зрения, увело бы нас слишком далеко от темы настоящей работы; интересующиеся этим вопросом могут обратиться к цитированным выше статьям или к обзорам, недавно опубликованным М.А.Семихатовым (1974), Б.М.Келлером и М.А.Семихатовым (1976). Здесь же во избежание односторонних решений возраст интересующих нас строматолитсодержащих толщ Канадского щита мы принимаем как ближе не определенный афебий; серия Эт-Тен рассматривается как характерный член верхней части афебия.

ОПИСАНИЕ СТРОМАТОЛИТОВ

При описании строматолитов в данном разделе наиболее крупные таксономические категории – формальные типы – выделяются вслед за И.К.Королюк (1960) по характеру строения биогермов (пластовые, столбчатые, столбчато-пластовые). Формальные роды или группы среди столбчатых строматолитов выделяются по совокупности трех признаков: общего облика постройки, характера ветвления и характера бокового ограничения (Крылов, 1963, 1975). Среди столбчато-пластовых строматолитов группы выделяются по морфологии столбиков и соединительных слоев, среди пластовых – по форме слоев и характеру их сочетания (Королюк, 1960; Крылов, 1975). Формальные виды (формы) во всех типах строматолитов выделяются по особенностям микроструктуры, иногда с учетом некоторых черт морфологии построек.

Типовой материал, послуживший основой настоящего описания, хранится в Геологическом институте АН СССР в Москве, колл. 4313. Образцы, имеющие индекс GSC, за которым следует номер, хранятся в Музее Геологической службы в Оттаве.

При описании старых групп не рассматривается состав входящих в них форм, так как анализ этого вопроса потребовал бы ревизии множества описанных в литературе таксонов, что выходит далеко за рамки данной работы. Описание начинается с пластовых строматолитов, далее следуют столбчато-пластовые и столбчатые. Порядок рассмотрения таксонов внутри этих типов – алфавитный, исключение сделано только для *Jacutophyton* и *Conophyton*, которые помещены в описании рядом, в начале раздела, посвященного столбчатым строматолитам.

ТИП ПЛАСТОВЫЕ СТРОМАТОЛИТЫ

Пластообразная постройка, сложенная различными по форме микрослоями, протягивающимися без перерыва через весь строматолит или через его значительную часть. Протяженность построек, всегда во много раз превышающая их толщину, может достигать нескольких метров и более.

Группа *Stratifera* Koroljuk, 1960

Stratifera: Королюк, 1960, с. 122; Комар, 1966, с. 90; Голованов, 1970, с. 75 (part.); Дольник, Воронцова, 1974, с. 79.

Тип группы: *Stratifera rara* Koroljuk, введенская свита, р. Урик, Южная Сибирь, нижний кембрий.

Диагноз. Пластовые постройки, микрослои которых образуют простые, в общем унаследованные бугры и впадины различной амплитуды; микроструктура простая.

Сравнение. От других групп пластовых строматолитов отличается развитием простых бугров и впадин в рельефе наслоений и общей унаследованностью их нарастания.

Распространение и возраст. Доказанное присутствие представителей данной группы в афебии Северной Америки, Северной Евразии, Южной Африки, в рифее Северной Евразии и Северной Америки, в кембрии, силуре, девоне и перми Северной Евразии и в современной обстановке на Багамах и в Западной Австралии позволяет предполагать непрерывное распространение группы *Stratifera* от афебия доныне.

Stratifera hearnica[2] Semikhatov, f.nova

Табл. IX, фиг. 1, 2, 3, 4

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/26, формация Хирн, надсерия Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье, о-в Планше, афебий.

[2] Название формы произведено от названия формации Хирн, из которой происходит типовой материал.

Таблица 1

Распределение слоев *Str. hearnica* по толщине (в %, 100 замеров по трем шлифам)

Толщина, мкм	15	30	45	60	75
Темные	25	55	13	7	–
Светлые	24	47	21	6	2

Описание. Пластообразная постройка мощностью около 2 м, протягивающаяся на многие десятки километров в кровле формации Хирн. Ее тонкие, исключительно хорошо выдержанные слои образуют систему асимметричных бугров шириной 20–50 см. В поперечном разрезе на одном из склонов этих бугров слои флексурообразно изогнуты, иногда ориентированы вертикально или почти вертикально, на противоположном склоне – очень полого спускаются в депрессию, предшествующую следующему бугру. В плане бугры имеют округло-треугольное или каплевидное очертание. В местах наиболее резкого перегиба слоев могут возникать осевые плоскости. Степень унаследованности очень высокая.

Слоистость и микроструктура. Строматолиты обладают исключительно четкой, вне зон перегибов ровной слоистостью. Как темные, так и светлые слои чрезвычайно тонкие (табл. 1; рис. 40, А).

Темные слои сложены пелитоморфным карбонатом. Они обычно хорошо выдержаны по простиранию и лишь иногда рассекаются на различные по длине отрезки узкими светлыми перемычками, производящими впечатление вторичных (перекристаллизация). Темные слои в целом несколько тоньше светлых (см. табл. 1; рис. 40, *А*). Обычно по простиранию они слабо меняют свою

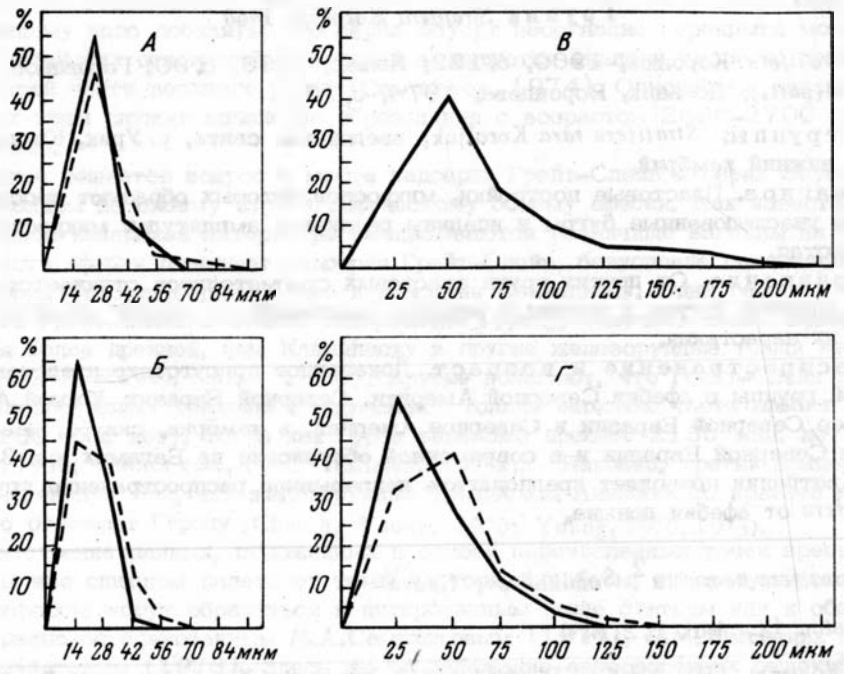


Рис. 40. Вариационные кривые толщины темных и светлых слоев описанных форм группы *Stratifera*

А – *Str. hearnica;* Б – *Str. kahochella;* В – *Str. laxa;* Г – *Str. taenica*
Сплошная линия – темные слои; пунктир – светлые слои

толщину за счет коротких, неправильных по форме или узловатых утолщений. Часто в пределах темного слоя видны округлые, более темные пятнышки. Упомянутые утолщения в небольших (0,5–1,5 мм) пачечках слоев располагаются обычно друг над другом и иногда сливаются. За счет этого в строматолите на фоне ровной слоистости появляются перпендикулярные ей структуры, имеющие вид неправильных, рваных микростолбиков или кустиков.

Светлые слои сложены очень тонкозернистым карбонатом, протяженные; они сужаются и иногда прерываются в местах утолщений темных слоев. Эти сужения одних компенсируют утолщения других так, что параллельность двух соседних темных слоев не нарушается. В зонах изгибов толщина светлых слоев возрастает.

Помимо описанных тонких светлых слоев, по размерам соизмеримых с темными, в строматолите наблюдаются гораздо более толстые светлые слои (до 0,15–0,25 мм). Они идут строго согласно общей тончайшей слоистости строматолита, разделяют ее на пакетики в 1–3 мм толщиной и не содержат реликтов темных слоев; иногда в них видна очень неясная мелкокомковатая текстура.

Замечание. По данным П.Хоффмана (Hoffman, 1967), крутой склон описанных выше бугров в наслоениях данного строматолита ориентирован навстречу направлению палеотечений.

Сравнение. Тончайшая слоистость в сочетании со своеобразной морфологией хорошо отличает данный строматолит от других ранее описанных стратифер.

Материал. Четыре образца из трех обнажений (образцы 4313/26, 4313/27, 4313/127, 4313/138).

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Хирн надсерии Грейт-Слейв.

Stratifera kahochella[3] Semikhatov, f. nova

Табл. X, фиг. 1, 2, 3, 4, 5

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/23; формация Кэхочелла, надсерия Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье, афебий.

Описание. Строматолиты присутствуют в виде протяженных (несколько метров и более) тонких (7–15 см) тел среди изменчивых по мощности (несколько десятков сантиметров) горизонтов доломитов, плоскогалечных конгломератов и сферолитов, залегающих в толще красноцветных сланцеватых аргиллитов. Строматолитовые слои либо образуют пологие, относительно широкие (2–5 см) поднятия, разделенные более узкими депрессиями, либо на значительном протяжении залегают в общем ровно, лишь местами обладая очень мелкой гофрировкой. Наслоение в пределах упомянутых поднятий в целом унаследованное.

Слоистость и микроструктура. В участках с хорошей сохранностью видно, что как светлые, так и в особенности темные строматолитовые слои чрезвычайно тонкие (табл. 2; см. рис. 40,Б).

Темные слои имеют вид ровных или полого извилистых полосок, осложненных узловидными или линзовидными утолщениями. Слои протяженные или расчленены на небольшие отрезки узкими зонами светлого карбоната, возникающими, очевидно, в ходе перекристаллизации материала. Темные слои могут давать мелкие (шириной 0,2–0,3 мм) унаследованные поднятия, разделенные более узкими и более резкими депрессиями. В положительных ундуляциях слои на коротком интервале нередко утолщаются, обогащаются гидроокислами железа и могут сливаться. В результате на фоне горизонтальной слоистости возникают вертикальные, очень мелкие (высотой 1–2 мм) неправильные кустики или корявые столбики, которые в верхней своей части иногда как бы ветвятся. Количество этих образований ("микростроматолитов") возрастает в верхней части строматолитовых пластов, где сплошность наслоений в депрессиях все

[3] Kahochella – название формации, из которой происходит типовой материал.

Таблица 2

Распределение слоев *Str. kahochella* по толщине
(в %, 100 замеров по четырем шлифам)

Толщина, мкм	15	30	45	60
Темные	64	34	2	-
Светлые	45	39	14	2

более и более нарушается. В результате такого нарушения в постройке обособляются короткие (5–30 мм) столбики неопределенной формы, которые постепенно сменяют стратиферу.

На фоне описанной микроструктуры в шлифе наблюдаются относительно толстые (0,1–0,6 мм) линзы и тупоконечные участки светлого мелкозернистого карбоната, отороченные узкими каемками гидроокислов железа (перекристаллизация).

Материал. Четыре образца из двух обнажений (образцы 4313/23, 4313/123, 4313/124, 4313/125).

Сравнение. Наличие очень тонкой слоистости и осложняющих ее микростолбиков сближает *Stratifera kahochella* со *Str. tenica* и *Str.hearnica*. Последняя форма хорошо отличается морфологией постройки, исключительной протяженностью темных слоев, несколько большей их толщиной (см. рис. 40,А, Б) и отсутствием гофрировки. От *Str. tenica*, также обладающей мелкой гофрировкой слоев, описываемая форма отличается значительно более редким ее проявлением и несколько меньшей толщиной темных и светлых слоев (см. рис. 40 Б,Г).

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Кахочелла, надсерия Грейт-Слейв.

Stratifera laxa[4] Semikhatov, f. nova

Табл. X, фиг. 6; табл. XI, фиг. 1, 2, 3, 4

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/51, формация Рокнест (пачка 8), серия Эпуорт, бассейн р.Эзиак, 114°28′ 25″ з.д., 67°23′00″ с.ш.

Описание. Протяженные пластообразные постройки различной мощности, разделенные биостромами иных по морфологии строматолитов, линзами и небольшими прослойками нестроматолитовой породы. Слоистость в целом весьма пологая, иногда образующая крупные куполообразные вздутия, обычно с очень мелкой волнистостью. Вверх по биострому амплитуда этой волнистости несколько возрастает, сплошность слоев в депрессиях начинает нарушаться, и описываемый строматолит постепенно переходит в иную морфологическую разность.

Слоистость и микроструктура. Строматолитовые слои протяженные, почти ровные или мелко пологоволнистые. Темные слои выступают на фоне сплошной мозаики мелкозернистого карбоната в виде хорошо выдержанных, примерно постоянных по толщине полос более темного, обычно более тонкозернистого карбоната. Толщина их, как правило, невелика (табл. 3, см. рис.40,В) и лишь в редких случаях превышает 100 мкм.

Слои по простиранию могут распадаться на цепочку тесно сближенных округлых или продолговатых более темных телец, разделенных несколько более светлым карбонатом. В слоях на положительных ундуляциях встречаются утолщения полулунной или неправильной формы. Эти утолщения в зонах унаследованных положительных ундуляций темных слоев иногда сливаются или почти сливаются и в таком случае обусловливают появление вертикально ориентиро-

[4] Лат. laxa – просторная, свободная; форма названа по характеру расположения темных слоев.

Таблица 3

Распределение темных слоев *Str. laxa* по толщине (в %, 150 замеров по четырем шлифам)

Толщина, мкм	25	50	75	100	125	150	175
Слои	22	40	19	9	4	3	2

ванных мелких (высотой 0,5–2 мм), иногда как бы ветвящихся структур, напоминающих мельчайшие строматолиты.

Расстояния между темными слоями сильно варьируют в разных участках шлифа (минимальные – 0,05–0,10, максимальные – 0,8–1,2 мм). Возможно, что это связано с уничтожением части темных слоев в ходе перекристаллизации: в некоторых наиболее толстых светлых слоях местами видны затемненные тонкие полоски, по толщине и конфигурации сравнимые с темными слоями.

В слабо перекристаллизованных участках шлифов (обычно такие участки слабо окремнены) иногда видно, что темные слои по простиранию могут разделяться на две–три тончайшие сближенные темные нитевидные полоски толщиной не более 10 мкм, которые разделены примерно равными по толщине светлыми полосочками.

Замечания. Микроструктура *Stratifera laxa* чрезвычайно близка к наблюдаемой у *Asperia aspera*, gr. et f. nova, с которой описываемые строматолиты связаны взаимопереходами по вертикали.

Материал. Пять образцов из трех обнажений (образцы 4313/51, 4313/56, 4313/151, 4313/50 (основание); обр. колл. Х. Хофманна).

Сравнение. *Stratifera laxa* по характеру темных слоев и по появлению образований, напоминающих "микростроматолиты", наиболее близка к *St. hearnica*. Отличия этих форм состоят в редком расположении темных слоев у *St. laxa*, в гораздо меньшей их толщине и в морфологии построек.

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Рокнест (пачки 8 и 12) серии Эпуорт, северо–запад Канадского щита; по материалам х.Хофманна, серия Белчер, подразделение (unit) четыре одноименных острова Гудзонова залива.

Stratifera tenica[5] Semikhatov, f. nova

Табл. XII, фиг. 1, 2, 3, 4

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/18, серия Эт–Тен, оз.Большое Невольничье, о–в Эт–Тен, афебий, верхняя часть.

Описание. Протяженная пластообразная постройка мощностью 0,8 м, залегающая среди красноцветных песчаников и конгломератов. Строматолитовые слои образуют пологие, в общем унаследованные бугры и впадины амплитудой не более 15 мм, в пределах которых нередко обладают очень мелкой гофировкой. Слои в целом протяженные, но местами в депрессиях их рельефа наблюдаются скопления кластического материала алевритовой размерности, концентрация которого иногда приводит к разрыву сплошности слоев. Кроме того, нередко наблюдается срезание пачкой строматолитовых слоев одной или двух нижележащих пачек как следствие формирования очень тонкой косой перекрестной слоистости.

Слоистость и микроструктура. Темные и светлые слои сложены тонкозернистым карбонатом, обычно очень тонкие (табл. 4; см. рис. 40, Г). Они различаются по относительному обогащению гидроокислами железа; некоторые наиболее обогащенные ими темные слои почти непрозрачны.

[5] Название формы произведено от названия серии Эт–Тен, из которой происходит типовой материал.

Таблица 4

Распределение слоев *St. tenica* по толщине (в %, 100 замеров по двум шлифам)

Толщина, мкм	25	50	75	100	125
Темные	55	30	12	3	–
Светлые	34	42	15	7	2

Темные слои, в целом несколько более тонкие, чем светлые, по простиранию немного меняют свою толщину. Очень мелкая гофрировка унаследованно развивается в пачечках в 1–3 мм толщиной. Депрессии этой гофрировки обычно более узкие и острые, чем выпуклости. В депрессиях слои нередко делаются еще более темными из-за концентрации гидроокислов железа; иногда форма слоев усложняется за счет появления неправильных гроздевидных утолщений, которые в отдельных случаях могут смыкаться. В результате на фоне общей выдержанной полого-волнистой слоистости вырисовываются темные вертикально ориентированные неправильной формы участки и корявые миниатюрные столбики высотой 1–2 мм. Подобно морфологически сходным образованиям других описанных таксонов, они образуют как бы "микростроматолиты". Отдельные темные слои постепенно утоняются и выклиниваются. Реже один более толстый слой по простиранию расщепляется на серию тончайших (менее 10 мкм) нитевидных слоев.

Светлые слои в целом несколько толще и лучше выдержаны, чем темные, повторяют тонкую гофрировку последних и как бы вмещают их.

Материал. Два образца из одного обнажения (образцы 4313/18, 4313/118).

Сравнение. Малая толщина слоев и их тонкая гофрировка хорошо отличают данную форму от тех представителей группы *Stratifera*, описания которых были опубликованы ранее. Два указанных признака сближают *Str. tenica* со *Str. kahochella*. Различия этих форм состоят в значительно более сильной гофрировке слоев у *Str. tenica* и большей толщине темных и светлых слоев (см. рис. 40, Б, Г).

Геологический возраст и распространение. Афебий, верхняя часть. Серия Эт-Тен, о-в Эт-Тен, оз. Большое Невольничье.

ТИП - СТОЛБЧАТО-ПЛАСТОВЫЕ СТРОМАТОЛИТЫ

Постройки образованы более или менее четко обособленными ветвящимися или неветвящимися столбиками, которые объединены большим количеством соединительных слоев – мостиков, нередко срастаются и перекрываются или подстилаются пачками протяженных микрослоев.

Группа *Asperia*[6] Semikhatov, gr. nova

Digitate Stromatolites: Donaldson, 1963, p. 12–13.

Тип группы. *Asperia aspera*, gr. et f. nova, формация Рокнест (пачка 8), серия Эпуорт, бассейн р. Эзиак, Канадский щит, афебий.

Диагноз. Мелкие (обычный диаметр 3–8 мм, обычная высота 10–30 мм), тесно сближенные пальцеобразные, субцилиндрические, ветвящиеся и срастающиеся бесстеночные столбики, на значительных отрезках объединенные довольно частыми переходными мостиками и (или) перекрытые относительно толстыми (несколько миллиметров) протяженными пачечками мелко гофрированных слоев. Ветвление частое, путем простого последовательного распадения мате-

[6] Лат. aspera – бугристая.

ринского столбика на субпараллельные или очень слабо расходящиеся более тонкие столбики (пассивное), боковая поверхность с мелкими неровностями и карнизами. Наслоение хорошо унаследованное.

Сравнение. По морфологии построек *Asperia*, gr. nova наиболее близка к *Omachtenia* Nuzhn. и отличается от нее малыми размерами столбиков, их тесным взаимным расположением и мелкой гофрировкой наслоений.

Состав группы. Одна форма.

Геологический возраст и распространение. Афебий: формация Рокнест серии Эпуорт северо-западной части Канадского щита, формация Динолт надсерии Кениписку Лабрадорского трога; по материалам Х.Хофманна, – серия Белчер, подразделение 4 (unit 4) о-ва Белчер Гудзонова залива. Протерозой: карбонатная толща района г. Новабад, Афганистан.

Asperia aspera, f. nova

Табл. XIII, фиг. 1,2,3,4,5

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/50. формация Рокнест (пачка 8), серия Эпуорт, бассейн р.Эзиак, 114°28′ 25″ з.д., 67°23′ 00″ с.ш., афебий.

Описание. Строматолиты слагают протяженные тонкие (10–50 см) биостромы, в которых видно чередование горизонтов, сложенных то более, то менее ясно индивидуализированными столбиками. Столбики мелкие (диаметр 2–10 мм, высота 5–40 мм), субцилиндрические или слабо расширяющиеся вверх, тесно сближенные (межстолбиковое пространство обычно менее 1/2 диаметра). Они пассивно ветвятся на два или на несколько новых, более тонких столбиков, в общем субпараллельных материнскому. Некоторые столбики срастаются, другие слабо расходятся в стороны от точки ветвления. Ветвление столбиков в значительной части постройки обычно происходит на одном уровне. Боковая поверхность столбиков без облекания, с мелкими зазубринами и неровностями, с отдельными карнизами, осложненная большим количеством тонких переходных мостиков (несколько строматолитовых наслоений). Часто наблюдаются относительно толстые (несколько миллиметров) пачечки протяженных микрослоев, которые перекрывают серию столбиков, а выше, в свою очередь, распадаются на новые столбики. Сочетание таких пачечек, обладающих хорошей унаследованностью наслоений, и коротких столбиков создает общий характерный мелкобугристый рисунок всей постройки.

Слоистость и микроструктура. Слоистость тонкая, очень четкая. Наслоение в пределах столбчатой части постройки хорошо унаследованное, умеренно выпуклое; в пачках протяженных микрослоев оно выположенное в основании и более крутое у кровли. Слои описывают очень мелкие пологие поднятия (амплитуда несколько десятых долей миллиметра, ширина около 1–3 мм), разделенные более узкими депрессиями.

Темные строматолитовые слои, сложенные тонкозернистым карбонатом, имеют вид тонких (табл. 5, рис. 41), протяженных, выдержанных по толщи-

Таблица 5

Распределение темных слоев *Asp. aspera* по толщине (в %)

Толщина, мкм	25	50	75	100	125	150
Типовой экземпляр*	26	39	51	9	4	1
Образец из района г. Новабад**	25	44	21	7	2	–

* По 100 замерам на одном шлифе.

** По 100 замерам на двух шлифах.

Таблица 6

Распределение элементов строения темных слоев *Asp. aspera* по толщине (в %, по 100 замерам в двух шлифах)

Толщина, мкм	15	30	45	60
Темные полоски	51	37	12	-
Светлые промежутки	62	34	3	1

не нитей, которые при перекристаллизации распадаются на отдельные отрезки. Нередко в пределах этих слоев различаются очень мелкие округлые или овальные более темные тела. Они обычно приурочены к средней части относительно более крупных кристаллов карбоната и как бы вписаны в темные слои.

Внутри темных слоев, в участках с хорошей сохранностью (обычно это слабо окремненные участки и зоны) удается наблюдать детали строения. Слой (обычно у его верхней или нижней кромки) как бы расщепляется на две, реже – на три тончайшие (табл. 6) протяженные или прерывистые более темные полосы, которые разделяются выдержанными по толщине относительно более светлыми промежутками.

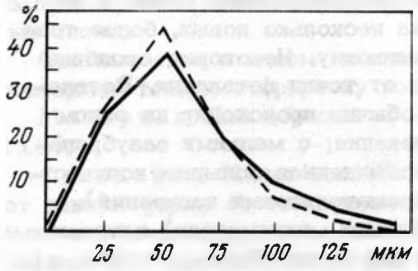


Рис. 41. Вариационные кривые толщины темных слоев *Asperia aspera*.

Сплошная линия – типовой экземпляр; пунктир – образцы из района Новабада

Описанные темные слои неравномерно распределены в мелко- или гонкозернистом, более светлом карбонате. В некоторых кристаллах этого карбоната центральная часть значительно темнее периферических зон. Такие затемненные кристаллы могут вытягиваться цепочками в один ряд, и тогда они производят впечатление реликтов темных слоев.

Замечание. Микроструктура данного строматолита чрезвычайно близка к микроструктуре *Stratifera laxa*. Оба строматолита в формации Рокнест слагают единые биостромы и связаны по вертикали взаимопереходами.

Материал. Восемь образцов из четырех обнажений (образцы 4313/50, 4313/150, 4313/153, 4313/154, 4313/155, GSC 13132, GSC 13133, обр. колл. Х. Хофманна).

Геологический возраст и распространение. Те же, что указаны для группы.

Группа *Externia*[7] Semikhatov, gr. nova

Тип группы *Externia externa*, gr. et f. nova, серия Эт-Тен, о-в Эт-Тен, оз. Большое Неволничье, афебий, верхняя часть.

Диагноз. Постройка состоит из более или менее ровных субцилиндрических столбиков различного диаметра, без облекания, пассивно ветвящихся, часто срастающихся, нередко объединенных протяженными, довольно толстыми пачками соединительных слоев и переходными мостиками. Из-за частого

[7] Лат. externa – чужая, посторонняя; название дано по условиям нахождения данных строматолитов в терригенных породах.

ветвления и срастания столбиков в постройке возникают довольно многочисленные щелевидные полости. Арки от уплощенных до сильно выпуклых; унаследованность наслоений высокая.

Сравнение. По типу ветвления и характеру сочетания столбиков *Externia*, gr. nova близка к *Omachtenia* Nuzhn., но хорошо отличается от нее более или менее ровной боковой поверхностью столбиков и малым развитием тонких (два-четыре наслоения) соединительных мостиков, столь типичных для омахтений. Отдельные, наиболее индивидуализированные столбики *Externia* по типу ветвления и общей форме приближаются к *Kussiella* Kryl. Различие этих групп состоит в отсутствии поперечной ребристости и кольцевых карнизов у *Externia* и в обилии у нее соединительных мостиков и общих слоев, определяющих принадлежность данной группы к столбчато-пластовым строматолитам.

Состав группы. Одна форма.

Геологический возраст и распространение. Афебий, верхняя часть. Серия Эт-Тен, бассейн Большого Невольничьего озера.

Externia externa Semikhatov, f. nova

Рис. 42 А,Б,В; табл. XIV, фиг. 1, 2, 3, 4

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/19, серия Эт-Тен, о-в Эт-Тен, оз. Большое Невольничье, афебий, верхняя часть.

Описание. Строматолиты образуют различные по размерам (от 10×5 см до 1,0×1,5 м) округлые и караваевидные биогермы, которые неравномерно распределены среди красноцветных алевролитов, залегающих в толще песчаников и конгломератов, и иногда сливаются в биостром (мощностью до 2,5 м). Столбики различного диаметра (1–6 см в имеющемся материале) тесно расположены, без облекания, пассивно ветвящиеся, нередко срастающиеся и (осо-

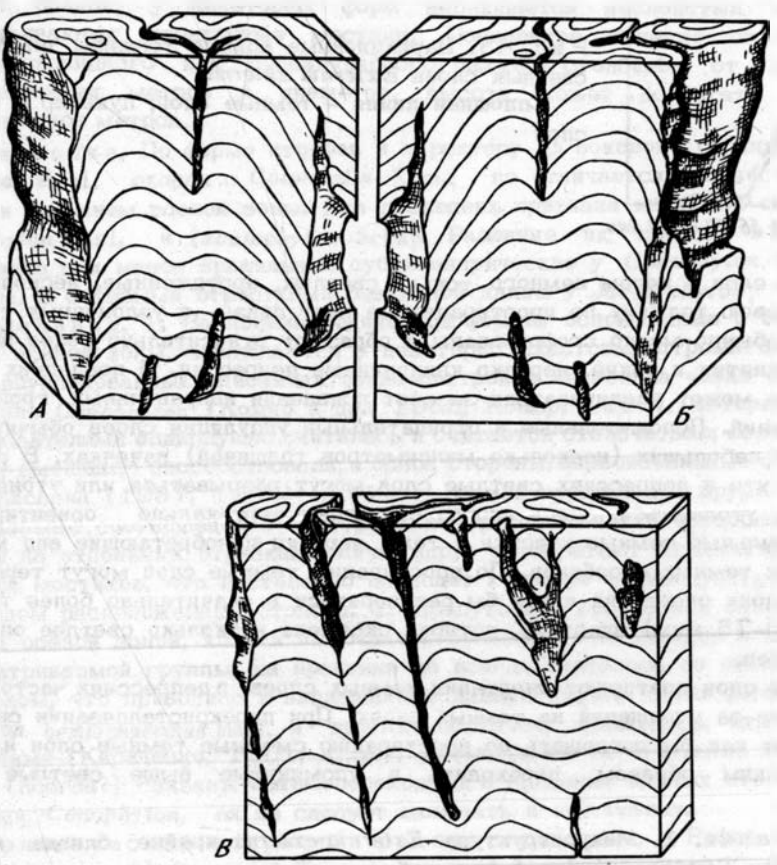


Рис. 42. Внешняя форма Externia externa, ×0,5
А, Б – обр. 4313/19; В – обр. 4313/120

Таблица 7

Распределение слоев *Ext. externa* по толщине (в %, 100 замеров на четырех шлифах)

Толщина, мкм	15	30	45	60	75	90
Темные	48	34	15	2	1	–
Светлые	33	38	17	7	3	2

бенно в нижних частях биогермов) объединенные пачечками соединительных слоев толщиной 0,5–2,5 см. В результате частого срастания столбиков на вертикальных срезах видны узкие щелевидные пустоты, на горизонтальных – сложные по форме каналы. Боковые поверхности столбиков с небольшими неровностями, козырьками, иногда осложненными нарастающими на них крошечными (2–3 мм высотой) столбиками.

Слоистость и микроструктура. Слоистость четкая, обычно хорошо унаследованная. В нижних частях построек слои относительно пологие, довольно протяженные, лишь на коротких участках прерываются узкими зонами, сложенными сильно алевритистым доломитом. Выше крутизна слоев обычно унаследованно возрастает, число разрывов в них увеличивается, что ведет к обособлению столбиков. В участках с хорошей сохранностью микроструктуры видно, что и темные, и светлые слои очень тонкие (табл. 7; рис. 43).

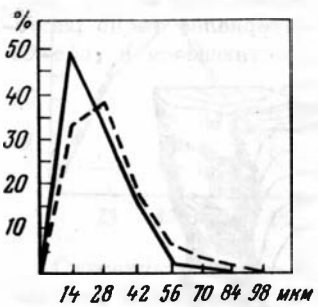


Рис. 43. Вариационные кривые толщины темных и светлых слоев *Externia externa*

Сплошная линия – темные слои; пунктир – светлые слои

Темные слои в целом немного тоньше светлых, протяженные, несколько меняющие свою толщину по простиранию за счет линзо- и узловидных утолщений. Слои обычно мелко сгофрированы и образуют относительно более широкие пологие поднятия и узкие, нередко клиновидные депрессии. В последних мощность слоев может увеличиваться за счет появления неправильных, гроздевидных утолщений. Положительные и отрицательные ундуляции слоев обычно унаследованы в небольших (несколько миллиметров толщиной) пачечках. В результате того, что в депрессиях светлые слои могут разрываться или утоняться, а темные – утолщаться, здесь иногда возникают вертикально ориентированные неправильные темные участки и тела, нередко приобретающие вид микроскопических темных столбиков. По простиранию темные слои могут терять четкость своих очертаний и как бы растворяться в значительно более толстой (обычно 50–75 мкм) пластине, которая окрашена несколько светлее описываемых слоев.

Светлые слои повторяют очертания темных слоев, в депрессиях часто прерываются из-за утолщений на темных слоях. При перекристаллизации светлые слои могут как бы поглощать по простиранию смежные темные слои и, расширяясь таким образом, переходить в упомянутые выше светлые пластины.

Замечания. 1. Микроструктура *Externia externa* крайне близка к микроструктуре *Stratifera tenica*, f. nova; оба эти строматолита иногда слагают единые биогермы. 2. Хотя вмещающей породой для данных строматолитов слу-

жат алевролиты и песчаники, в теле постройки, вне межстолбикового пространства и упомянутых ранее щелевидных пустот, обломочного материала почти нет.

Материал. Четыре образца из одного обнажения (образцы 4313/19; 4313/119; 4313/120; 4313/121).

Геологический возраст и распространение. Те же, что указаны для группы.

ТИП СТОЛБЧАТЫЕ СТРОМАТОЛИТЫ

Постройки представляют собой столбики, ясно обособленные друг от друга и от вмещающей породы, их высота во много раз больше диаметра.

Группа *Conophyton* Maslov, 1937

Conophyton: Маслов, 1937, с. 334 (part); Маслов, 1938, с. 327 (part); Menchikoff, 1946, с. 456–458; Кириченко, 1961, с. 56–57 (part); Семихатов, 1962, с. 208–209; Раабен, 1964, с. 92; Комар и др., 1965, с. 27–30 (part); Комар, 1966, с. 72–73 (part); Крылов, 1967, с. 56; Hofmann, 1969б, с. 24; Cloud, Semikhatov, 1969, с. 1037; Bertrand-Sarfati, 1972, с.72; Walter, 1972, с. 102 (part).

Тип группы. *Conophyton lituum* Maslov, деревнинская свита Туруханского района Сибири, средний рифей.

Диагноз. Прямые или слабо искривленные столбы более или менее выдержанной толщины, сложенные коническими слоями с ясно выраженной осевой зоной. Ветвления не наблюдается. Боковые поверхности без облекания, от ровной до рваной; у некоторых форм наблюдается неслоистый чехол, иногда развиваются переходные мостики. Поперечное сечение от круглого до ланцетовидного или субангулярного; размеры столбиков от 1–2 см до нескольких метров в диаметре, высота может достигать нескольких десятков метров.

Сравнение. По форме столбов и характеру их бокового ограничения *Conophyton* Masl. сходен с *Colonnella* Kom., но отличается конической формой слоев и наличием осевой зоны. Два последних признака являются общими для *Conophyton* Masl. и *Jacutophyton* Schap. Различие их состоит в форме столбов: более или менее правильные субцилиндрические у *Conophyton* и неправильные, с боковыми отростками различной длины у *Jacutophyton*.

Замечания. 1. Наслоения конической формы, осложненные в области перегиба осевой зоны, наблюдаются у некоторых пластовых строматолитов. В ранее опубликованных описаниях такие постройки не всегда четко отделялись от группы *Conophyton* (Комар и др., 1965; Комар, 1966), которая всеми исследователями единодушно считалась и считается столбчатыми строматолитами. Такому смешению способствовали, с одной стороны, первоначальные представления В.П. Маслова (1937, 1938) об объеме данной группы, а с другой – нередко наблюдаемые соотношения в биогермах конофитонов: четко обособленные их столбы на отдельных отрезках иногда вдруг приобретают множество соединительных мостиков, что постепенно приводит к потере индивидуальности у серии рядом расположенных столбов. 2. Присутствие конических слоев, осложненных осевой зоной, хотя и включалось большинством авторов в диагноз рассматриваемой группы, на практике не всегда считалось ее обязательным признаком, что приводило к включению в данную группу таких форм, как *Conophyton hemisphaericus* Masl. и других построек, сложенных параболическими слоями (Кириченко, 1961; и др.). Несмотря на то что такие постройки часто (всегда?) связаны взаимопереходами в пределах единых столбов с типичными *Conophyton*, их не следует включать в эту группу.

Геологический возраст и распространение. Рифей (обычно нижний и средний) Северной Евразии, нижний и средний рифей Южной Азии, нижний и средний рифей и пограничные слои между рифеем и кембрием Австра-

лии, нижний, средний и верхний (?) рифей Северной Америки, верхний рифей Африки. Реже встречается в афебии Канады, Сибири, Кольского полуострова и, видимо, Индии.

Conophyton biformatum[8] Semikhatov, f. nov.

Табл. XV, фиг. 1, 2, 3, 4

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/21, формация Талзейлей, надсерия Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье, афебий.

Описание. Субцилиндрические, прямые, четко обособленные столбы диаметром 5–8 см и высотой до нескольких десятков сантиметров. Слагают хорошо выдержанный горизонт, ориентированы в нем вертикально и отстоят друг от друга на 1–4 см.

Строматолитовые слои остро конические, с узкой, хорошо выраженной осевой зоной, иногда наблюдаются осевые плоскости. Боковые поверхности столбов без облекания, без чехла, несколько неровные. Переходные мостики отсутствуют или очень редки.

Слоистость и микроструктура. Слоистость не вполне четкая. Арки крутые, конические, осевая зона узкая (3–5 мм), прямолинейная, со значительным утолщением темных слоев. Микроструктура характеризуется присутствием двух морфологических разновидностей темных слоев, сложенных тонкозернистым коричневатым карбонатом. Общий рисунок строматолитовой слоистости создают тонкие (табл. 8; рис. 44, А) линзовидные, веретеновидные или штриховидные относительно протяженные темные слои, которые в участках хорошей сохранности разделены в целом несколько более тонкими светлыми слоями, сложенными мелкозернистым карбонатом. В участках плохой сохранности темные протяженные слои могут располагаться изолированно или группами среди светлого мелкозернистого карбоната.

Таблица 8

Распределение слоев *Con. biformatum* по толщине (в %, 100 замеров на двух шлифах)

Толщина, мкм	15	30	45	60	75	90
Темные	18	54	16	6	4	2
Светлые	36	46	10	7	1	–

На фоне тонкой правильной слоистости, образованной чередованием описанных протяженных темных и светлых слоев, выделяются гораздо более толстые (до 0,6 мм, обычно 0,2–0,4 мм) овальные, каплевидные и реже – четковидные темные слои, длина которых соизмерима с их толщиной (изометричные слои). Они расположены или среди частого чередования протяженных слоев и как бы обтекаются ими, или среди мелкозернистого светлого карбоната. Иногда внутри изометричных темных слоев неясно намечаются очень тонкие относительно более темные и светлые полоски, по размерам и морфологии сходные с протяженными слоями.

Материал. Два образца из одного обнажения (образцы 4313/21, 4313/122.

Сравнение. По общему облику микроструктуры *Conophyton biformatum* близок к *Con. miloradovici* Raab., но отличается значительно меньшей тол-

[8] Лат. biformatum – двуликое, двуобразное; название дано по присутствию темных микрослоев двух типов.

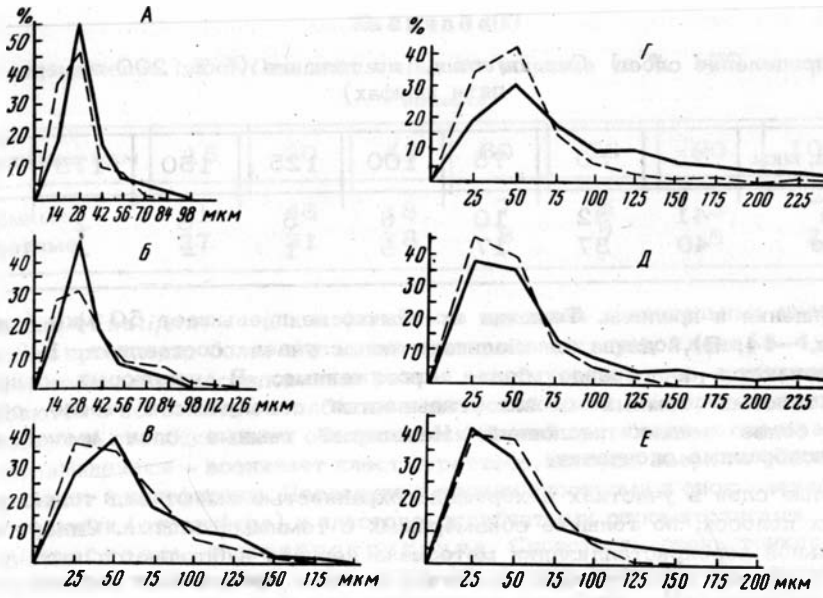


Рис. 44. Вариационные кривые толщины темных и светлых слоев описанных форм групп *Conophyton* и *Jacutophyton*

А – *Con. biformatum;* Б – *Con. minusculum;* В–Д – *Jac. inferum;* В – "шапка", Г – отростки, Д – центральный столб; Е – *Con. infernum*. Сплошная линия – темные слои; пунктир – светлые слои

щиной протяженных темных слоев и присутствием толстых изометричных темных слоев. Резко отличает их и присутствие чехла у второй из названных форм. По толщине и отчасти по конфигурации протяженных слоев *Con.biformatum* близок к *Con. garganicum* Kor., но отличается общей меньшей их протяженностью и толщиной и в особенности присутствием изометричных слоев, которые лишают слоистость *Con.biformatum* геометрической правильности, свойственной слоистости *Con. garganicum.*

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Талзейлей, надсерия Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье.

Conophyton infernum [9] Semikhatov f. nova

Табл. XVII, фиг. 1, 2

Тип формы. ГИН АН СССР. 4313/29, формация Утсинги, надсерия Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье, афебий.

Описание. Прямые субцилиндрические столбы диаметром от 8 до 17 см, высотой до 80 см, отстоящие друг от друга в пласте на несколько сантиметров. Наслоения остроконические, с хорошо выраженной прямой осевой зоной. Боковая поверхность без облекания, без чехла, с пологими неровностями. Поперечное сечение округлое, реже округло-угловатое. Эти строматолиты слагают базальные горизонты двух якутофитоновых ритмов.

Слоистость и микроструктура. Слоистость тонкая, четкая. Арки крутые, конические, с прямолинейной осевой зоной, в которой темные слои значительно утолщаются. Темные слои сложены тонкозернистым, обычно в той или иной мере ожелезненным карбонатом. Они имеют вид тонких, вытянутых в одну линию линз или тупоконечных отрезков, часто несущих пологие узловид-

[9] Лат. infernum – внизу находящийся, нижний; название дано по стратиграфическому положению таксона в нижней части протерозоя.

Таблица 9

Распределение слоев *Con. infernum* по толщине (в %, 200 замеров на пяти шлифах)

Толщина, мкм	25	50	75	100	125	150	175	200
Темные	41	32	10	6	5	3	2	1
Светлые	40	37	17	5	1	–	–	–

ные утолщения и приливы. Толщина их обычно не превышает 50 мкм (табл. 9; см. рис. 44, Е), длина в большинстве случаев составляет 1–2 мм, но встречаются и гораздо более протяженные. В некоторых относительно толстых темных слоях угадывается совокупность тесно сближенных более тонких наслоений. Некоторые темные слои имеют неровные пилообразные окончания.

Светлые слои в участках с хорошей сохранностью имеют вид тонких протяженных полосок, по толщине соизмеримых с темными слоями. Однако из-за значительной перекристаллизации материала нередко наблюдаются вытянутые по слоистости или изометричные участки, в которых темные слои редуцированы или сохраняются в виде разрозненных реликтов среди мелко–среднезернистого прозрачного карбоната.

Материал. Пять образцов из двух обнажений (образцы 4313/29, 4313/128, 4313/129, 4313/130, 4313/131).

Сравнение. По общей конфигурации и малой толщине слоев *Conophyton infernum* близок к *Con.garganicum* Kor., но отличается меньшей правильностью темных слоев (узловидные утолщения и приливы) и общей меньшей толщиной как темных, так и в особенности светлых разностей. От *Con. biformatum* описываемая форма отличается отсутствием изометричных темных слоев, общей более четкой слоистостью и несколько большей толщиной темных и светлых слоев (см. рис. 44, А,Е).

Замечание. Вверх по якутофитоновым ритмам описываемые конофитоны переходят в *Jacutophyton inferum*, f. nova.

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Утсинги, надсерия Грейт–Слейв, оз. Большое Невольничье.

Conophyton minusculum[10] Semikhatov, f. nova

Табл. XVI, фиг. 1, 2, 3, 4, 5

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/59, формация Рокнест (пачка 5), северо–западная часть Канадского щита, в 15 км западнее оз. Кирк, афебий.

Описание. Мелкие (ширина от 0,3 до 3,5 см, высота до нескольких десятков сантиметров) субцилиндрические прямые или полого искривленные столбики, образованные остроконическими аркам., с очень узкой протяженной осевой зоной. Диаметр столбиков несколько изменчив, характерны пологие сужения и расширения, а иногда и выдающиеся в сторону, несколько отстоящие от внутренней части столбика и нависающие небольшие пачечки микрослоев, придающие столбикам "лохматые" очертания.

В пласте столбики то тесно сближены и тогда могут быть объединены немногочисленными тонкими переходными мостиками, то отстоят друг от друга на расстоянии, соизмеримом с диаметром. Рост столбиков в биостроме мощностью около 3 м начинается на общем пластовом основании, которое образует серию пологих куполов, столбики ориентированы нормально к слоистости пластовой части биострома. Переход от пластовых строматолитов в ос-

[10] Лат. minusculum – маленькое.

Таблица 10

Распределение слоев *Con. minusculum* по толщине (в %, 100 замеров на двух шлифах)

Толщина, мкм	15	30	45	60	75	90	105	120
Темные	21	46	18	7	5	3	–	–
Светлые	27	31	18	8	7	6	2	1

нованиии (*Stratifera*) к конофитонам в пределах значительных участков биострома происходит более или менее одновременно: в узкой зоне (3–4 мм) у стратифер возникает унаследованная резкая вздернутость слоев, в депрессиях слои обрываются и появляются столбики с конической аркой. На определенных уровнях в биостроме столбики вновь объединяются серией протяженных слоев, арки быстро выполаживаются – возникает пласт стратифер, который вверх по разрезу вновь переходит в конофитоны. Последние у кровли биострома в свою очередь сменяются пластовыми (стратифера) и пластово-столбчатыми строматолитами.

Слоистость и микроструктура. Слоистость очень тонкая; арки остроконические, осевая зона очень узкая (1–3 мм), протяженная, прямая или искривленная в соответствии с конфигурацией столбика. Микроструктура сохранилась неравномерно. На фоне общей серой массы мелко- и среднезернистого карбоната, слагающего строматолиты, темные слои выступают в виде очень тонких (табл. 10; см. рис. 44,Б) прямых или слабо изогнутых ровных полосок. Нередко они весьма протяженные, но чаще рассечены узкими светлыми зонами на серии вытянутых в одну линию отрезков. Светлые слои в участках относительно хорошей сохранности микроструктуры лишь немного толще темных (см. табл. 10; рис. 44, Б), не отличаются от них по зернистости и прослеживаются на значительном протяжении не прерываясь. При перекристаллизации в ряде участков темные слои редуцируются; в сложении таких участков господствует относительно светлый карбонат, по цвету и зернистости неотличимый от слагающего светлые слои.

Материал. Два образца из одного обнажения (образцы 4313/59, 4313/61).

Сравнение. Темные слои *Con.minusculum* по размерам сходны с протяженными темными слоями *Con. biformatum,* но у первой из этих форм темные слои ровные, без утолщений, протяженные, нет более крупных изометричных слоев. Резко различна и морфология столбиков названных форм. Маленькие размеры и "лохматые" очертания столбиков в сочетании с тонкостью микроструктуры хорошо выделяют *Con. minusculum* среди других конофитонов.

Замечание. Пластовые и столбчато-пластовые строматолиты, подстилающие и перекрывающие горизонты с конофитонами, связаны с ними постепенными переходами. Микроструктура этих построек по типу отвечает той, которая наблюдается в конофитонах, но отличается плохой сохранностью, местами в них теряются очертания слоистости вообще. Поэтому данные строматолиты не могут получить более точного определения.

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Рокнест (пачка 5) серии Эпуорт, северо-запад Канадского щита.

Группа *Jacutophyton* Schapovalova, 1965

Jacutophyton: Шаповалова, 1965, с. 33; Шаповалова, 1968, с. 97–98; Крылов, Шаповалова, 1970, с. 38. *Georgina:* Walter, 1972, с. 113.

Тип группы. *Jacutophyton ramosum* Schap., нерюенская свита лахандинской серии Восточной Сибири, средний рифей.

Диагноз. Постройка состоит из центрального столба, сложенного коническими наслоениями с осевой зоной, и из отходящих от него в стороны и

вверх небольших отростков и (или) длинных ветвящихся либо неветвящихся столбиков, сложенных куполовидными или уплощенными наслоениями. Основная масса ответвлений обычно в виде шапки располагается на вершине центрального столба, который быстро лишается определенных очертаний за счет перехода конических наслоений в куполовидные. Размеры построек варьируют в широких пределах.

Замечание. В первоначальный диагноз данной группы было включено указание на то, что "ответвляющиеся столбики обладают морфологическими признаками строматолитов байкалоидного типа и имеют строение микрослоев, совершенно аналогичное строению микрослоев основного столбика" (Шаповалова, 1965, с. 33). Однако ответвляющиеся столбики нередко столь невелики, что нельзя сколько-нибудь объективно сказать, обладают ли они "байкалоидным обликом" или нет, а единство микроструктур в центральном столбе и в ответвлениях – даже в топотипической местности – наблюдается далеко не всегда (Серебряков и др., 1972; Серебряков, 1975). Поэтому на практике объем группы *Jacutophyton* был расширен за счет включения в нее построек, обладающих различной морфологией отростков на центральном столбе, сложенном коническими арками с осевой зоной.

Сравнение. Сочетание центрального столба, сложенного коническими арками, и ответвляющихся столбиков, сложенных неконическими слоями, хорошо отличает *Jacutophyton* Schap. от всех других групп столбчатых строматолитов. Группа *Georgina* Walt., включаемая нами в синонимику группы *Jacutophyton*, обладает этими признаками. Обосновывая самостоятельность группы *Georgina*, М. Уолтер (Walter, 1972, с. 115) ссылается на наличие конических наслоений в ответвляющихся побегах и на их "прыщеватую" поверхность. Однако такие наслоения нередко наблюдаются в якутофитонах из топотипической местности, а второй из только что названных признаков вряд ли является достаточным для разграничения двух групп строматолитов.

Геологический возраст и распространение. Рифей (особенно широко средний рифей) Северной Евразии, средний рифей центрального сектора Скалистых гор Северной Америки (надсерия Белт), верхний рифей Северной и Юго-Западной Африки, нижний кембрий или венд бассейна Джорджина Австралии, нижний рифей Северной Австралии, афебий северо-западной части Канадского щита (надсерия Грейт-Слейв).

Jacutophyton inferum[11] Semikhatov, f. nova

Рис. 45,А,Б,В,Г,; табл. XVII, фиг. 3,4, табл. XVIII, фиг. 1,2,3

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/28, формация Утсинги, надсерия Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье, афебий.

Описание. Прямые, очень неправильных очертаний столбики, состоящие из узкой (1,5–5 см) центральной части, сложенной коническими наслоениями, и более широкой периферической, в которой наблюдаются прямые или искривленные, обычно тесно сближенные отростки, сложенные в большинстве случаев уплощенными слоями. В некоторых боковых отростках на небольших отрезках возникают конические наслоения. Отростки шириной 1–2 см, длиной от долей примерно до 8 см отходят вбок и вверх от центрального столбика, иногда срастаются. Обычно они расположены так близко друг к другу, что их межстолбиковое пространство на продольных срезах кажется узкими прорезями в общем наслоении строматолита. Эти прорези проникают в тело строматолита на различную глубину, в результате чего ширина центрального столба с коническими наслоениями варьирует от 1,5 до 5 см.

---

[11] Лат. inferum – нижний, внизу находящийся; название дано по стратиграфическому положению таксона в нижней части протерозоя. Оно выбрано специально созвучным названию *Conophyton infernum*, чтобы подчеркнуть связь этих строматолитов.

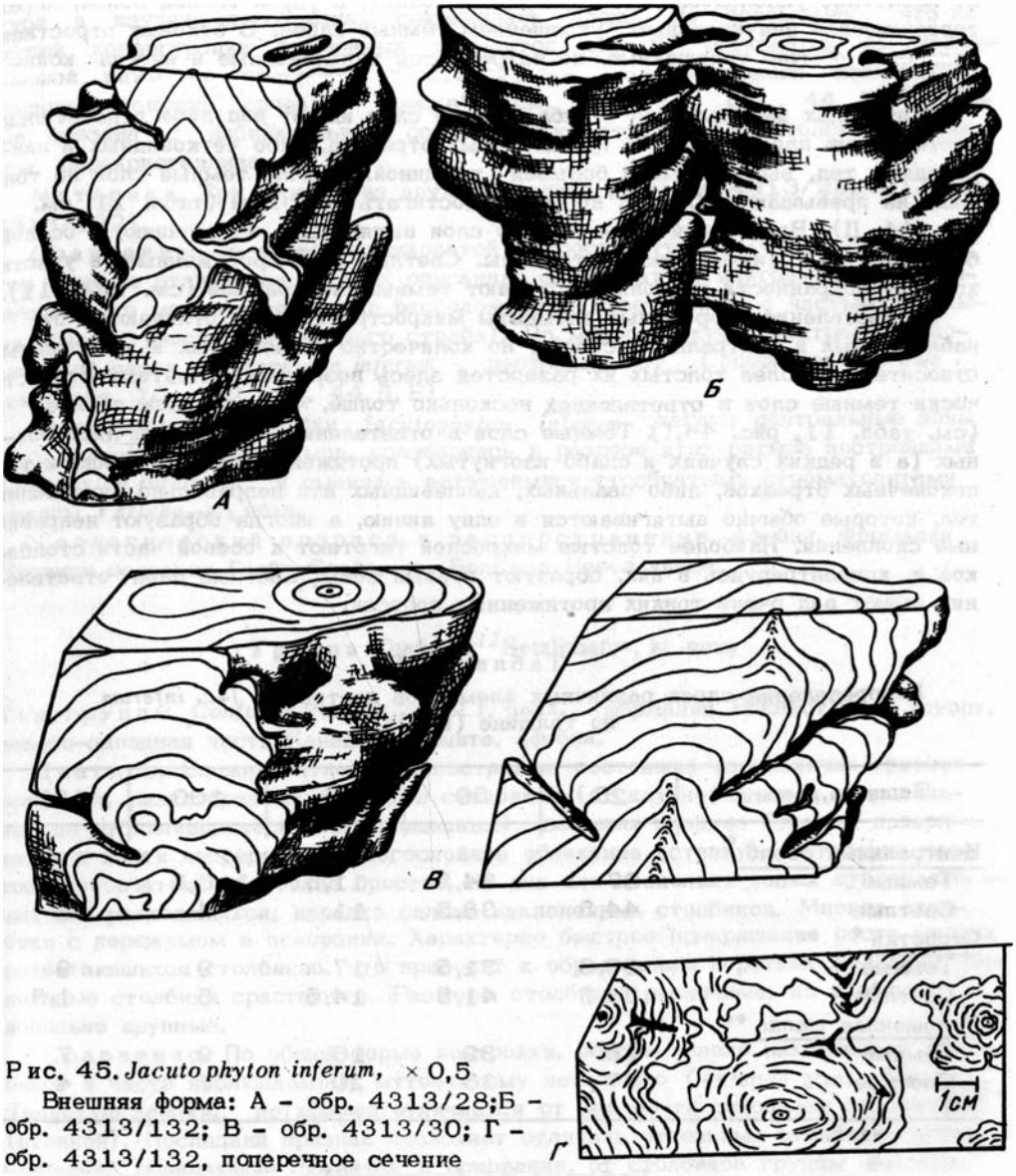


Рис. 45. *Jacutophyton inferum*, × 0,5
Внешняя форма: А – обр. 4313/28; Б – обр. 4313/132; В – обр. 4313/30; Г – обр. 4313/132, поперечное сечение

В центральном столбе наблюдается протяженная, узкая (2–5 мм) прямолинейная осевая зона. Несколько менее четкая, обычно прерывистая осевая зона присутствует и в некоторых боковых отростках, сложенных уплощенными слоями. В ряде случаев осевые зоны отростков начинаются непосредственно от центральной осевой зоны, что создает впечатление ветвления последней. Поперечное сечение построек сложное, пальчатое (см. рис. 45, Г).

Строматолиты образуют протяженные биостромы мощностью 1,3–1,6 м и расположены в них очень тесно, соприкасаясь и иногда срастаясь. Высота индивидуальных построек измеряется десятками сантиметров. У кровли биострома конические слои центрального столба быстро выполаживаются, что сопровождается общим расширением целостной части постройки: возникает как бы широкая шапка куполовидных слоев, от которой вверх отходит множество новых пальцевидных отростков, иногда имеющих отрезки с коническими арками и осевыми зонами.

Слоистость и микроструктура. Слоистость тонкая, не вполне четкая, часто прерываемая обширными зонами перекристаллизации. В центральном стол-

бе наслоение унаследованное, арки конические, с узкой осевой зоной, характеризующейся значительным утолщением темных слоев. В боковых отростках наслоения обычно уплощенные, но встречаются куполовидные и иногда конические.

В пределах центрального столба темные слои имеют вид либо относительно протяженных плоских линз и тупоконечных отрезков, либо четковидных и линзовидных тел, выделяющихся большей толщиной. Обычно темные слои по толщине не превышают 50 мкм, но могут достигать 250 мкм (табл. 11, см. рис. 44, Д). Вне осевой зоны темные слои вытянуты в одну линию, в осевой - беспорядочно сближены, резко утолщены. Светлые слои протяженные, в участках хорошей сохранности несколько уступают темным по толщине (см. табл. 11).

В ответвлениях форменные элементы микроструктуры не отличаются от наблюдаемых в центральном столбе, но количество каплевидных и четковидных, относительно более толстых их разностей здесь возрастает. Поэтому статистически темные слои в ответвлениях несколько толще, чем в осевом столбе (см. табл. 11, рис. 44,Г). Темные слои в ответвлениях имеют вид либо ровных (а в редких случаях и слабо изогнутых) протяженных плоских линз и тупоконечных отрезков, либо овальных, каплевидных или неправильно линзовидных тел, которые обычно вытягиваются в одну линию, а иногда образуют неправильные скопления. Наиболее толстые микрослои тяготеют к осевой части столбиков и, концентрируясь в них, образуют осевые зоны. Светлые слои ответвлений имеют вид очень тонких протяженных полосок.

Таблица 11

Распределение слоев различных элементов постройки *Jac. inferum* по толщине (в %)

Толщина, мкм	25	50	75	100	125
Центральный столб *					
Темные	37	34,5	11,5	6,5	2,5
Светлые	44,5	38,5	11	4	2
Отростки *					
Темные	20,5	31,5	17	9	9
Светлые	34,5	41,5	14,5	5	1,5
Уплощенная шапка **					
Темные	28	39	16	9	7
Светлые	37	35	20	7	4

Таблица 11 (окончание)

Толщина, мкм	150	175	200	225	250
Центральный столб *					
Темные	4	1,5	1	1	0,5
Светлые	-	-	-	-	-
Отростки *					
Темные	5	4	2,5	2,5	1,5
Светлые	0,5	1	-	0,5	1
Уплощенная шапка **					
Темные	1	1	-	-	-
Светлые	1	-	-	-	-

* По 200 замерам на четырех шлифах.
** По 100 замерам на двух шлифах.

В верхней, уплощенной части центрального столба (в "шапке") микроструктура в изученных образцах сохранилась плохо, но несомненно, что по общей конфигурации форменных элементов она не отличается от наблюдаемой ниже по постройке. Статистически устанавливаемая несколько большая толщина слоев в "шапке" (см. табл. 11, рис. 44, В), видимо, связана с избирательной сохранностью относительно толстых слоев при перекристаллизации.

Материал. Три образца из двух обнажений (образцы 4313/28, 4313/30, 4313/132).

Сравнение. По тонкой штриховатой микроструктуре *Jacutophyton inferum* хорошо отличается от всех описанных в литературе якутофитонов, специфична и его морфология (тесно расположенные ответвления с частыми осевыми зонами, узость центрального столба). По микроструктуре центральной конической части *Jacutophyton inferum* неотличим от *Conophyton infernum* (см. табл. 10 и 12, рис. 44, Д, Е).

Замечания. Постройки *Jacutophyton inferum* слагают центральные зоны двух якутофитоновых ритмов, предваряясь в разрезе этих ритмов постройками *Conophyton infernum* и сменяясь ветвящимися столбчатыми строматолитами группы *Vertexa*, gr. nova.

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Утсинги надсерии Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье.

Группа *Confunda*[12] Semikhatov, gr. nova

Тип группы. *Confunda confuta*, gr. et f. nova., формация Рокнест серии Эпуорт, северо-западная часть Канадского щита, афебий.

Диагноз. Сложно ветвящиеся постройки, состоящие из различно ориентированных, разнообразных по форме столбиков (от клубневидных и неправильных до субцилиндрических и уплощенных), имеющих гладкие боковые поверхности и почти непрерывное многослойное облекание (стенку). Ветвление частое, мутовчатое либо более простое, на два или несколько новых субпараллельных или расходящихся, нередко сильно наклоненных столбиков. Многие столбики с пережимом в основании. Характерно быстрое прекращение роста многих разветвившихся столбиков, что приводит к образованию коротких желваков. Некоторые столбики срастаются. Размеры столбиков различные, но в общем довольно крупные.

Сравнение. По общей форме постройки, обилию полого наклоненных столбиков и часто наблюдаемому мутовчатому ветвлению *Confunda* gr.n. близка *Tungussia* Semikh., но хорошо отличается от нее почти сплошным облеканием (стенкой). Последний признак позволяет отличать отдельные столбики группы *Confunda*, обладающие сужением в основании, от столбиков группы *Baicalia*. Различная, часто неправильная форма столбиков и сложное ветвление сближает *Confunda* с *Linella* Kryl. Однако у первой из этих групп стенка практически непрерывная, а у второй фрагментарная (Крылов, 1967, с. 37; 1975, с. 61), для конфунды нетипичны пальцеобразные отростки и бугристая поверхность столбика, характерные для линелл.

По форме столбиков и ее вариантности *Confunda* сходна с *Nordia* Kryl. et Pert., но ясно разнится наличием облекания, в общем гладкой боковой поверхностью и более сложным, вплоть до мутовчатого, ветвлением.

Отдельные фрагменты *Confundia* на срезах и в шлифах нередко обладают чертами сходства со срезами *Gymnosolen* Steinm. и Minjaria Kryl. (наличие облекания, активное ветвление, действительная или кажущаяся субцилиндрическая форма столбиков) или с *Baicalia* Kryl. (клубнеподобная форма столбиков, активное ветвление). Некоторые отдельно взятые сечения *Confunda* и назван-

[12] Лат. confundo – смущать, сбивать с толку; название дано по сходству сечений данной группы с сечениями ряда рифейских таксонов.

ных рифейских групп по перечисленным признакам могут быть неотличимы друг от друга. Морфологические различия этих групп выявляются в ходе восстановления внешней формы. Они состоят в комбинации признаков, присущих всей постройке в целом.

Состав группы. Одна форма.

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Рокнест (пачка 12) серии Эпуорт, северо-запад Канадского щита.

Confunda confuta[13] Semikhatov, gr. et f. nova

Рис. 46,А,Б,В,Г,Д,Е; табл. XIX, фиг. 1,2,3,4,5

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/58, формация Рокнест (пачка 12); серия Эпуорт, северо-запад Канадского щита, в 2,5 км к западу от оз. Кикерк, 113°23′05″ з.д., 67°12′35″ с.ш., афебий.

Описание. Постройки целиком слагают 12–15-метровый биостром. Они состоят из довольно крупных, разнообразных по форме, то субцилиндрических, то неправильных, корявых и желвакоподобных, сложно ветвящихся столбиков, часть из которых ориентирована горизонтально или сильно наклонена. Некоторые столбики имеют коленообразные изгибы. Боковая поверхность столбиков ровная, обычно с многократным облеканием. Лишь на отдельных небольших отрезках столбика облекания нет, развиваются короткие козырьки и редкие соединительные мостики. Ветвление частое, многократное – на два, а чаще на несколько новых столбиков, нередко мутовчатое. Разветвившиеся столбики обычно расходятся от точки ветвления, но иногда растут субпараллельно; в основании ряда столбиков наблюдается пережим. Некоторые столбики удлинены, в редких случаях наблюдается их срастание.

Таблица 12

Распределение слоев *Conf. confuta* по толщине (в %, 100 замеров на трех шлифах)

Толщина, мкм	50	100	150	200	250	300
Темные	16	43	20	11	8	2
Светлые	30	30	15	13	10	2

Строматолитовые слои сильно выпуклые, приближающиеся к параболическим. Наслоение в общем унаследованное, но во внутренних частях столбиков у серии слоев может возникать дополнительный, иногда довольно резкий рельеф высотой до 5 мм, не повторяемый вышележащими слоями.

Во внутренней части некоторых столбиков наслоения на коротком интервале прерываются, в результате чего образуются замкнутые округлые или полулунные полости (размер до 12 × 10 мм), выполненные нестроматолитовой породой, или узкие врезы, сообщающиеся с межстолбиковым пространством.

Слоистость и микроструктура. Слоистость тонкая, четкая. В краевой зоне столбика слои несколько утоняются. Они глубоко и многократно облекают боковую поверхность, формируя стенку. Облекание наблюдается почти на всем протяжении столбиков, сохраняющих первичные соотношения с вмещающей породой (нередко вдоль их боковых поверхностей развиваются стилолитовые швы).

Микроструктура в имеющихся образцах сохраняется не повсеместно и на ряде участков маскируется развитием перекристаллизации и (или) микростилолитов.

[13] Лат. confuto – сдерживать, опровергать; детальное рассмотрение морфологии данного строматолита противоречит выводам о его сходстве с рифейскими формами.

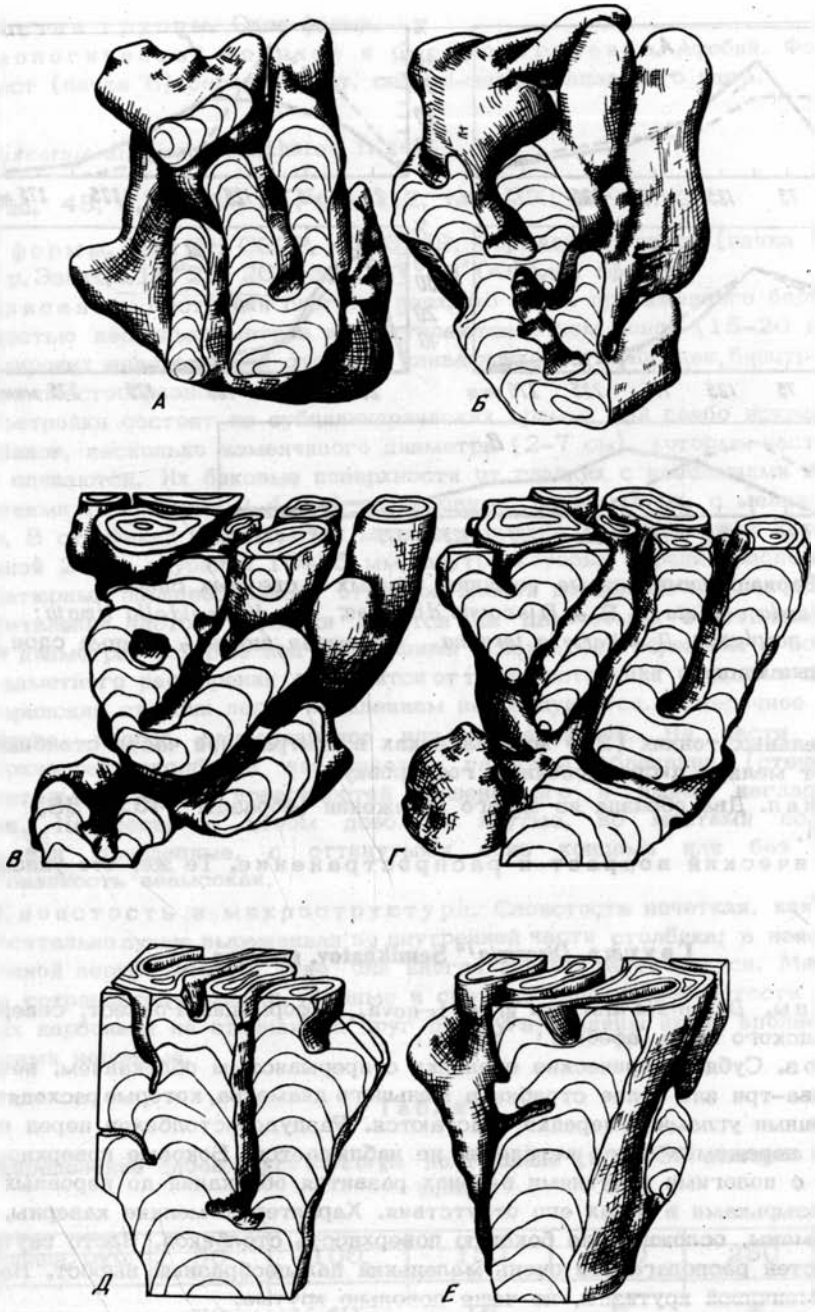


Рис. 46. *Confunda confuta*
Внешняя форма: А, Б, В, Г – обр. 4313/58;
Д, Е – обр. 4313/134

Темные слои имеют вид протяженных лент, иногда распадающихся на отдельные отрезки. Местами в слоях наблюдаются пологие сужения и расширения (более рельефные на верхней поверхности слоев), но обычно толщина не превосходит 100 мкм (табл. 12; рис. 47, А). Границы их нечеткие; по зернистости темные слои существенно не отличаются от светлых. Последние в участках хорошей сохранности в общем несколько тоньше темных или соизмеримы с ними по толщине, а в участках худшей сохранности поглощают разделяющие их темные слои и сливаются в полосы различной ширины. Темные

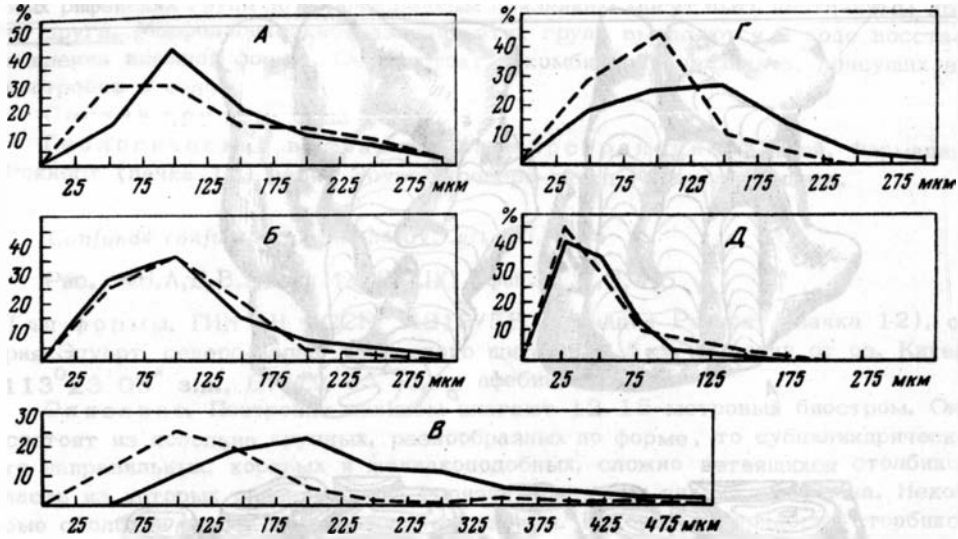


Рис. 47. Вариационные кривые толщины темных и светлых слоев
А – *Confunda confuta;* Б – *Discorsia discorsa;* В – *Kussoidella limata;* Г – *Pilbaria perplexa;* Д – *Vertexa termina.* Сплошная линия – темные слои, пунктир – светлые слои

слои в отдельных тонких (2–5 мм) пачечках в центральной части столбика приобретают мелкую дисгармоничную гофрировку.

Материал. Два образца из одного обнажения (образцы 4313/58, 4313/134).

Геологический возраст и распространение. Те же, что указаны для группы.

Группа *Discorsia*[14] Semikhatov, gr. nova

Тип группы. *Discorsia discorsa* gr. et f. nova., формация Рокнест, северо-запад Канадского щита, афебий.

Диагноз. Субцилиндрические столбики с прерывистым облеканием, ветвящиеся на два–три или более столбиков меньшего диаметра, которые расходятся под небольшими углами и нередко срастаются. Раздувов столбиков перед ветвлением или пережимов после ветвления не наблюдается. Боковые поверхности – от гладких с пологими вздутиями в зонах развития облекания до неровных с мелкими козырьками в зонах его отсутствия. Характерны мелкие каверны, ниши и карманы, осложняющие боковую поверхность столбиков. Часто внутри таких полостей располагается очень маленький пальцеобразный вырост. Наслоения изменчивой крутизны, но чаще довольно крутые.

Сравнение. По типу ветвления и форме столбиков *Discorsia* (особенно в случаях развития облекания) близка к *Gymnosolen* Steinm. и *Minjaria* Kryl., а в отдельных сечениях постройки этих строматолитов могут быть неразличимы. Отличие группы *Discorsia* состоит в том, что ее столбики на значительной части лишены облекания, не раздуваются перед ветвлением, часто срастаются, имеют каверны и ниши. Наличие последних, а также прерывистое облекание и срастание столбиков сближает *Discorsia* и *Pilbaria* Walt., но у первой из этих групп столбики в целом гораздо менее ровные, с козырьками, а ниши и карманы являются лишь орнаментом и не определяют общую морфологию постройки, как у пильбарий.

---

[14] Лат. discors – противоречивый, различный.

Состав группы. Одна форма.

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Рокнест (пачка 8) серии Эпуорт, северо-запад Канадского щита.

Discorsia discorsa Semikhatov, f. nova

Рис. 48, А,Б, табл. XX, фиг. 1.2; табл. XXI, фиг. 1, 2

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/49. Формация Рокнест (пачка 8), бассейн р. Эзиак, 114°28′ 26″ з.д., 67°23′ 00″с.ш., афебий.

Описание. Постройки слагают верхнюю часть протяженного биострома мощностью несколько метров и подстилаются в нем зоной (15–20 см) развития широких неветвящихся столбов, сливающихся в основании биострома в единое пластообразное основание.

Постройки состоят из субцилиндрических прямых или слабо искривленных столбиков, несколько изменчивого диаметра (2–7 см), которые часто ветвятся и сливаются. Их боковые поверхности от гладких с небольшими пологими вздутиями (амплитуда 2–4 мм) до неровных, бахромчатых, с мелкими козырьками. В столбиках наблюдаются мелкие округлые каверны, ниши и карманы шириной 2–5 и глубиной 10–15 мм, внутри которых нередко располагается миниатюрный пальцеобразный отросток длиной до 10–12 мм.

Ветвление частое. Солбики делятся на два–четыре ответвления меньшего диаметра, которые под небольшими углами, без пережима в основании и без заметного расширения расходятся от точки ветвления и иногда срастаются. Материнский столбик перед ветвлением не раздувается. Поперечное сечение округлое, иногда гантелевидное или неправильное. На части боковых поверхностей столбиков наблюдается глубокое облекание (стенка), но значительная часть поверхностей лишена его и имеет негладкие очертания. Наслоения в целом довольно крутые, но местами пологовыпуклые или уплощенные, с оттянутыми вниз концами или без них; унаследованность невысокая.

Слоистость и микроструктура. Слоистость нечеткая, как правило, относительно лучше выраженная во внутренней части столбика; в неясно ограниченной периферической зоне она иногда как бы растворяется. Микроструктура сохраняется пятнами. Темные и светлые слои по зернистости слагающего их карбоната не отличаются друг от друга; границы их не вполне четкие, местами неровные.

Таблица 13

Распределение слоев *Disc. discorga* по толщине (в %, 50 замеров на одном шлифе)

Толщина, мкм	50	100	150	200	250	300
Темные	32	40	16	6	4	2
Светлые	30	40	22	4	2	–

Темные слои имеют вид протяженных прямых, слабо извилистых лентовидных и линзовидных отрезков или овальных, более или менее изометричных тел, обычно вытянутых в одну линию. Толщина их не превышает 300 мкм, обычно составляя 50–150 мкм (табл. 13; см. рис. 47, Б).

Светлые слои в участках хорошей сохранности соизмеримы с темными по толщине, но чаще перекристаллизация уничтожает ряд темных слоев, смежные светлые слои сливаются между собой и становятся неотличимыми от гомогенного карбоната, слагающего отдельные участки столбика, лишенные слоистости.

Материал. Один образец (обр. 4313/49).

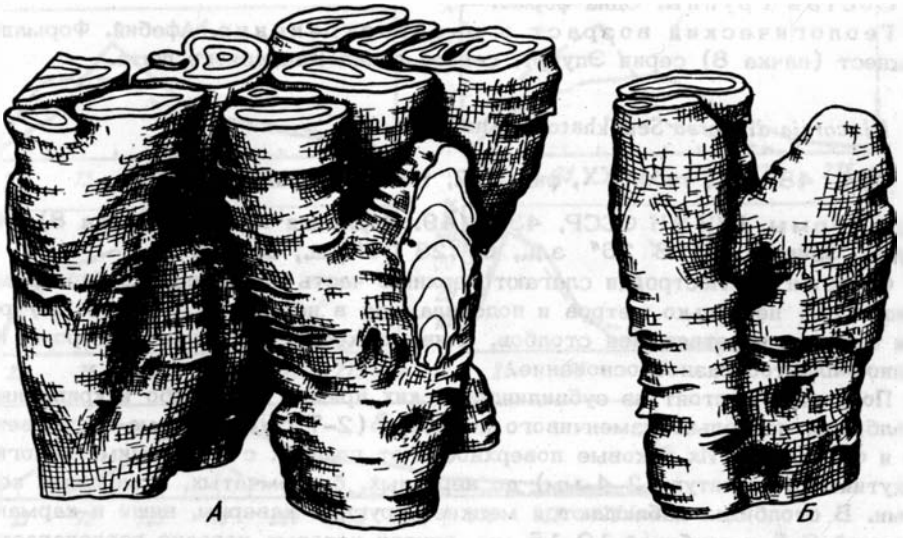


Рис. 48. *Discorsia discorsa*, × 0,5
Внешняя форма: А, Б – обр. 4313/49

Замечание. По рисунку микроструктуры и по толщине темных и светлых слоев (см. рис. 47, Б, Г) описываемая форма очень близка к *Pilbaria perplexa* Walt. из той же формации, но из иного местонахождения.

Геологический возраст и распространение. Те же, что указаны для группы.

Группа *Kussoidella*[15] Semikhatov, gr. nova

Тип группы. *Kussoidella limata*, gr. et f.n., формация Талзейлей, надсерия Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье, афебий.

Диагноз. Прямые или слабо искривленные субцилиндрические столбики с пологими пережимами и раздувами. Облекания (стенки) нет. Ветвление нечастое, происходит путем простого распадения материнского столбика на два, реже – на три дочерних столбика меньшего диаметра, обычно параллельных или почти параллельных материнскому (пассивное ветвление). Нередко дочерние столбики быстро заканчивают свой рост с образованием коротких пальцеобразных отростков. Боковая поверхность столбиков неровная, с мелкими пологими выступами, отдельными козырьками и соединительными мостиками, иногда значительной толщины. Некоторые столбики могут срастаться. Наслоения изменчивы по форме от уплощенных до сильно выпуклых; унаследованность наслоений средняя.

Сравнение. По типу ветвления, отсутствию облекания, неровной боковой поверхности и вариантности формы арок *Kussoidella* сходна с *Kussiella* Kryl. Различия этих групп состоят в отсутствии у *Kussoidella* кольцевых карнизов, в менее правильной форме столбиков и наличии пальцевидных отростков. По форме столбика и характеру наслоений описываемая группа близка к *Inzeria* Kryl., но хорошо отличается от нее типом ветвления и бокового ограничения.

Состав группы. Одна форма.

Замечания. К этой группе следует отнести строматолиты, описанные П.Э.Клаудом и М.А. Семихатовым (Cloud, Semikhatov, 1969, с. 1047) как

[15] Название дано по морфологическому сходству со строматолитами группы *Kussiella*.

Kussiella sp. из алевролитов Эльджи, серии Кимберли Северо-Западной Австралии.

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Талзейлей (нижняя часть) надсерии Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье; формация Рокнест (пачка 1) серии Эпуорт северо-западной части Канадского щита; алевролиты Эльджи серии Кемберли Северо-Западной Австралии.

Kussoidella limata[16] Semikhatov, f. nova

Рис. 49,А,Б; табл. XXII, фиг. 1, 2, 3, 4

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/33, формация Талзейлей, нижняя часть, надсерия Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье, афебий.

Описание. Строматолиты слагают протяженный биостром. В его основании прослеживается общая для многих столбиков пластовая подушка толщиной 10-30 см, от которой отходят вертикально ориентированные субцилиндрические, прямые или слабо искривленные столбики диаметром 1-5 см и высотой до 40 см. Ветвление редкое, пассивное, на два столбика; иногда образуются короткие пальцеобразные отростки. Поперечное сечение округлое или фестончатое. Боковые поверхности без облекания, неровные, осложненные мелкими выступами и козырьками; наблюдаются соединительные мостики, некоторые столбики срастаются.

Слоистость и микроструктура. Строматолитовые слои четкие, довольно толстые, меняющие свою форму в пределах одного столбика от уплощенной до слабо и реже сильно выпуклой. Унаследованность наслоений умеренная. Концы наслоения вдаются во вмещающую породу и нередко торцово сочленяются с ее слоистостью.

Темные слои, сложенные тонкозернистым ожелезненным карбонатом, имеют вид протяженных пластин, которые, несколько меняя свою толщину, прослеживаются через весь столбик либо (реже) распадаются на серию вытянутых в одну линию линз или тупоконечных отрезков. Толщина слоев редко превосходит 300 мкм, составляя обычно 150-200 мкм (табл. 14; см. рис. 47, В). Наиболее толстые слои размещаются на некотором интервале друг от друга и обусловливают общую ритмичность слоистости. Верхняя граница темных слоев несколько неровная, нередко более четкая, чем нижняя.

Таблица 14

Распределение слоев *Kuss. limata* по толщине (в %, 150 замеров на четырех шлифах)

Толщина, мкм	50	100	150	200	250	300	350	400	450	500
Темные	-	10	21	25	15	13	6	5	3	2
Светлые	14	29	22	8	2	1	3	1	1	-

Светлые слои, в целом более тонкие, чем темные, сложены мелкозернистым слабо ожелезненным карбонатом. Они протягиваются непрерывно от края до края столбика, при этом толщина их обычно несколько меняется за счет некоторого сближения либо расхождения темных слоев и (или) их утолщений.

Замечания. Микроструктура описываемой формы напоминает наблюдаемую у *Inzeria tjomusi* Kryl., но отличается гораздо меньшей толщиной слоев.

[16] Лат. limata - хорошо отделанная, изящная.

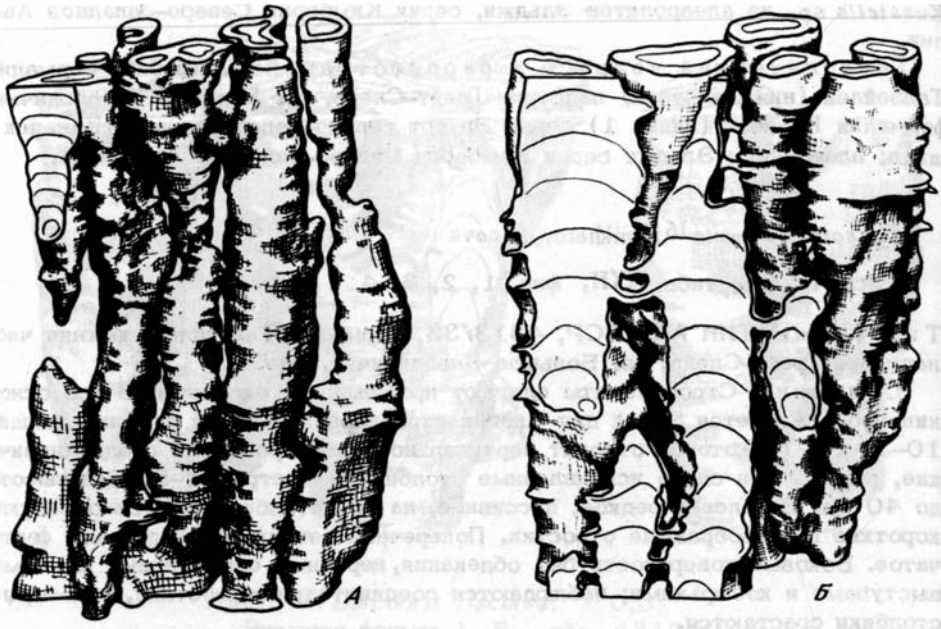


Рис. 49. *Kussoidella limata,* × 0,5
Внешняя форма: А – обр. 4313/33; Б – обр. 4313/135

Материал. Четыре образца из одного обнажения (образцы 4313/33, 4313/133, 4313/135, 4313/136).

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Талзейлей (нижняя часть) района оз. Большого Невольничьего.

Kussoidella f. indet.

Рис. 50 А,Б; табл. XXI, фиг. 3

Субвертикально ориентированные субцилиндрические столбики толщиной 1,5–4 см, высотой 10–20 см слагают небольшие по размеру караваеподобные биогермы, столбики осложнены мелкими пережитками и раздувами. Боковая поверхность без обтекания, с мелкими неровностями, козырьками и соединительными мостиками толщиной до 1,5 см. Ветвление пассивное; дочерние столбики параллельны или субпараллельны материнскому. Арки изменчивы по крутизне, обычно уплощенные или пологовыпуклые.

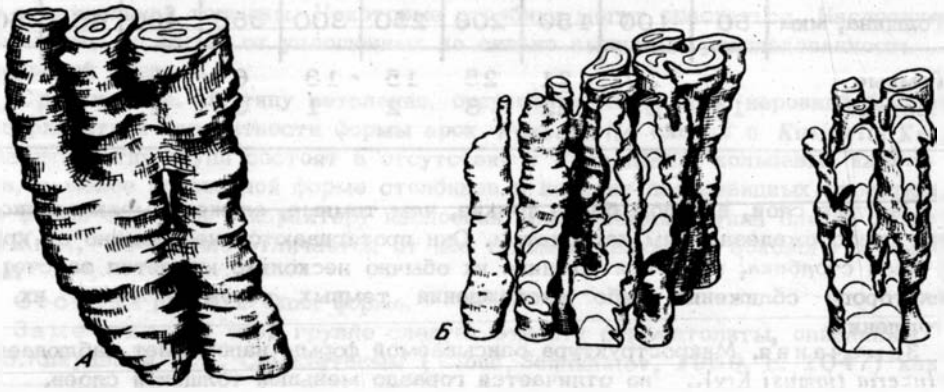


Рис. 50. *Kussoidella* f. indet., × 0,5
Внешняя форма: А – обр. 4313/64; Б – обр. 4313/140

Микроструктура в имеющемся материале сохранилась очень плохо; по отдельным реликтам можно судить о ее принадлежности к пластинчатому и (или) линзовато-пластинчатому типу.

В коллекции имеется один образец (обр. 4313/64) из нижней пачки формации Рокнест серии Эпуорт (сборы автора) и два образца (обр. 4313/140 и 4313/141) из алевролитов Эльджи серии Кимберли (сборы П.Э. Клауда, № 1 of 9/7-65 его коллекции).

Группа *Pilbaria* Walter, 1972

Pilbaria: Walter, 1972, с. 167.

Тип группы. *Pilbaria perplexa* Walt. Доломит Дук-Крик, серия Уайлу, Западная Австралия, афебий.

Диагноз. Постройки состоят из субцилиндрических, протяженных, обычно прямых, гладких столбиков довольно значительного диаметра (до 10 см), которые ветвятся на субпараллельные или сильно расходящиеся дочерние столбики и имеют ряд поперечно вытянутых ниш, в фокусе которых располагается уплощенный столбик, по краям или быстро срастающийся с основным столбиком, или вообще не обособленный от него. В результате в столбике образуются карманообразные поперечно вытянутые углубления и щелевидные пустоты, которые косо рассекают значительную его часть. Наблюдается прерывистая стенка, арки крутые, наслоение унаследованное. Отдельные столбы могут объединяться соединительными мостиками и (или) срастаться.

Сравнение. По наличию гладких субцилиндрических столбиков, активному ветвлению и присутствию стенки *Pilbaria* Walt. близка к *Gymnosolen* Steinm. и *Minjaria* Kryl., но четко отличается от них по развитию характерных ниш и карманообразных углублений, а также по прерывистости облекания. Присутствие ниш и косых карманов, на первый взгляд, затрудняет уверенное отделение *Pilbaria* от *Inzeria* Kryl. Однако ниши у *Pilbaria* мелкие, замкнутые с одного или с обоих краев, переходящие в карманы, которые отсутствуют у инзерий. Ниши последних более крупные, а заключенные в них отростки развиваются в самостоятельные столбики. Кроме того, у *Pilbaria* столбики гладкие, арки крутые унаследованные, а для *Inzeria* характерны мелкобугристые столбики, арки изменчивой крутизны с низкой степенью унаследованности и, как правило, без облекания.

Замечание. Характерный диагностический признак группы *Pilbaria* – наличие косо ориентированных карманов и переходящих в них ниш – в полной мере выявляется только на реконструкциях внешней формы построек или при просмотре серии срезов. На отдельно взятых срезах эти карманы не могут быть отделены от настоящих ниш, являющихся важнейшим признаком группы *Inzeria*.

Геологический возраст и распространение. Афебий. Серия Уайлу Западной Австралии, формация Рокнест серии Эпуорт Северной Канады и, по материалам Ж. Бертран-Сарфати, доломитовая серия Трансвааля.

Pilbaria perplexa Walter

Рис. 51, А, Б; табл. XXIII, фиг. 1, 2, 3

Pilbaria perplexa: Walter, 1972, с. 167-170; табл. 4, фиг. 4; табл. 29, фиг. 2-7; текст. фиг. 52.

Тип формы. Университет Аделаиды, факультет геологии и минералогии, 206. Доломиты Дук-Крик серии Уайлу, Западная Австралия, афебий.

Описание. Прямые субцилиндрические гладкие столбики диаметром до 8 см, с активным, относительно частым ветвлением на два слабо расходящихся столбика. Характерны глубокие, вытянутые в поперечном направлении, замкнутые с одной или с обеих сторон ниши, вмещающие уплощенный столбик, который своими краевыми частями срастается с основным столбиком. В резуль-

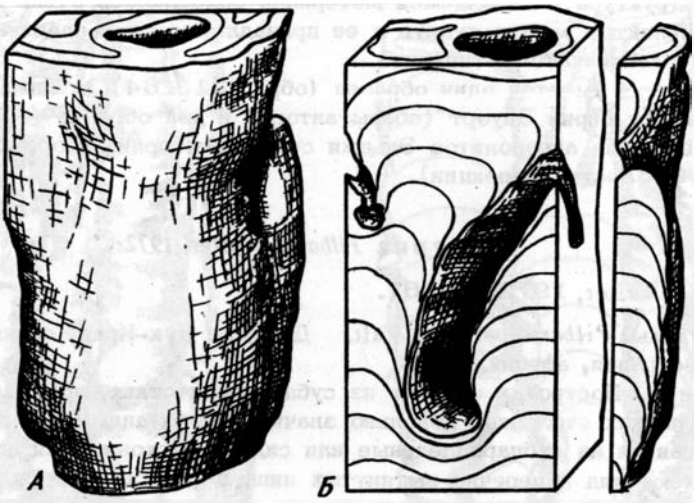


Рис. 51. *Pilbaria perplexa*, ×0,5
Внешняя форма: А, Б – обр. 4313/64 (Б – части постройки графически раздвинуты, чтобы показать конфигурацию карманообразной прорези)

тате в теле строматолита образуются косо ориентированные карманообразные или щелевидные углубления и почти замкнутые прорези. Их глубина составляет несколько сантиметров, ширина – 1–3 см и более. На отдельно взятых срезах части колонок, лежащие по внешнему краю ниш, производят ложное впечатление обособленных ответвлений. Столбики гладкие, с пологими небольшими выступами, на значительных отрезках со стенкой.

Из-за относительно больших размеров колонок и небольшой величины имеющегося у меня образца в нем не наблюдается ветвления, но на полевых фотографиях данной формы, сделанных П. Хоффманом, отчетливо видно ветвление более широкого столбика на два расходящихся столбика несколько меньшего диаметра.

Боковые поверхности столбиков почти на всем протяжении облекаются краевыми частями микрослоев (стенка). Внутри ниш и карманов облекания нет, концы строматолитовых слоев вдаются в них на различную глубину, обусловливая неровную внутреннюю поверхность ниш и карманов.

Арки крутые, параболические или куполовидные, наслоение в общем унаследованное, но иногда в нескольких рядом расположенных слоях или в их небольшой пачечке развиваются либо мелкие дополнительные складки амплитудой 2–3 мм, либо довольно редкие флексуры. Последние обычно наблюдаются у краев ниш.

Слоистость и микроструктура. Слоистость не вполне четкая, на отдельных участках уничтожена перекристаллизацией. Периферические части строматолитовых слоев из-за значительной крутизны арок подходят к краю столбика под очень острыми углами и на протяженных отрезках облекают боковую поверхность, сближаются друг с другом и образуют стенку, на отдельных отрезках столбика стенка отсутствует.

Темные и светлые слои не различаются по зернистости слагающего их карбоната (мелкозернистый доломит); границы их не всегда четкие. Темные слои имеют вид лентовидных, линзовидных или четковидных вытянутых отрезков и реже – неправильных, более или менее изометричных тел. Они вытягиваются в одну линию или кулисообразно подставляют друг друга. В большинстве случаев темные слои ровные и только иногда образуют мелкие пологие складочки, а в зоне упоминавшихся флексур могут быть коленообразно изогнуты. Толщина их обычно не превышает 150 мкм (табл. 15; см. рис. 47, Г). На участках

Таблица 15

Распределение слоев *Pilb.perplexa* по толщине (в %, 100 замеров на одном шлифе)

Толщина, мкм	50	100	150	200	250	300
Темные	21	28	30	15	4	2
Светлые	33	50	12	5	-	-

хорошей сохранности темные слои тесно сближены так, что светлые в общем подчинены им. Но по простиранию наиболее тонкие темные слои могут редуцироваться, а два или несколько соседних светлых слоев сливаться воедино, образуя широкую ленту или участок светлого карбоната, в котором иногда угадываются реликты темных слоев.

Материал. Один образец (обр. 4313/95).

Сравнение. По морфологии и микроструктуре описываемые экземпляры близки к типовым. Наблюдаемые некоторые различия (большие размеры ниш и карманов и более протяженное облекание у канадских столбиков) не могут, видимо, помешать отождествлению этих строматолитов.

Геологический возраст и распространение. Афебий. Доломиты Дук-Крик серии Уайлу Западной Австралии; формация Рокнест (пачка 12) серии Эпуорт северо-западной части Канадского щита.

Группа *Vertexa*[17] Semikhatov, gr. nova

Тип группы. *Vertexa elongata*, gr. et f.n., формация Утсинги, серия Питей, надсерия Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье, афебий.

Диагноз. Постройки состоят из неправильных по форме, часто ветвящихся и срастающихся столбиков, обычно расширяющихся вверх. Ветвление активное, с постепенным, но существенным расширением столбиков перед ветвлением; некоторые дочерние столбики ответвляются вбок от основного и сильно наклонены или почти горизонтальны. Боковые поверхности от "рваных" с многочисленными мелкими козырьками и переходными мостиками до мелкобугристых и относительно гладких. Стенка на большей части столбиков отсутствует и строматолитовые слои слепо кончаются во вмещающей породе, но местами их периферические части свисают далеко вниз вдоль одного из краев столбика, облекая его поверхность. Арки от уплощенных до в различной мере выпуклых; степень унаследованности невысокая. В теле строматолита наблюдаются довольно многочисленные мелкие полости, выполненные вмещающей породой; они возникают в результате срастания столбиков или нарушения сплошности строматолитовых наслоений на небольшом отрезке.

Сравнение. По общему облику постройки, форме столбиков и характеру их ветвления группа *Vertexa* gr.n. наиболее близка к *Baicalia* Kryl.; в отдельных сечениях представители этих групп могут быть неразличимы между собой. Отличия группы *Vertexa* состоят в том, что ее столбики имеют более неправильную форму, срастаются, заключают полости и не имеют четко выраженного пережима в основании, характерного для байкалий. Наличие полого наклоненных столбиков сближает *Vertexa* с *Tingussia* Semikh., но общее, гораздо более простое ветвление и характер бокового ограничения хорошо отделяют первую из этих групп от второй.

Состав группы. Одна форма.

Геологический возраст и распространение. Афебий. Формация Утсинги надсерии Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье.

---

[17] Лат. vertexa – макушка, вершина. Строматолиты данной группы в имеющемся материале слагают верхние части якутофитоновых ритмов, завершая их.

Vertexa termina[18] Semikhatov, gr. et f. nova.

Рис. 52, А, Б; табл. XXIII, фиг. 4; табл. XXIV, фиг. 1, 2, 3, 4

Тип формы. ГИН АН СССР, 4313/31, формация Утсинги, надсерия Грейт-Слейв, оз. Большое Невольничье, афебий.

Описание. Постройки завершают якутофитоновые циклы формации Утсинги, слагая верхние их 0,7–1,0 м. Постройки состоят из неправильных по форме, "корявых" столбиков, которые часто ветвятся и срастаются. Наряду с относительно крупными (диаметр до 10 см) присутствуют более мелкие столбики, многие из которых быстро срастаются с соседними, более крупными. Большинство столбиков ориентированы субвертикально, но есть полого наклоненные, ответвляющиеся вбок от материнского. Боковые поверхности обычно неровные (рваные или бахромчатые), реже – пологоволнистые или почти гладкие. Нередко наблюдаются козырьки и соединительные мостики; некоторые мостики довольно толстые и могут целиком перекрывать маленькие столбики, объединяя их со смежными, более крупными. Ветвление активное, частое, на два новых столбика, которые расширяются вверх и максимальной толщины достигают перед ветвлением. Некоторые столбики ответвляются вбок от материнского. В имеющихся образцах столбики сильно удлинены в горизонтальной плоскости (до 1:7, реже до 1:10); поперечное сечение поэтому сильно вытянутое, со сложными контурами.

Таблица 16

Распределение слоев *Vert. termina* по толщине (в %, 200 замеров на трех шлифах)

Толщина, мкм	25	50	75	100	125	150	175
Темные	44	35	13	4	3	1	–
Светлые	46	29	10	7	5	2	1

Большая часть столбиков стенки не имеет: строматолитовые слои подходят к краю столбика под различными углами и слепо заканчиваются во вмещающей породе или протягиваются к соседнему столбику в виде переходных мостиков. У некоторых столбиков на одной стороне периферические части наслоений свисают далеко вниз вдоль края столбика и иногда срастаются, образуя стенку. На отдельных участках столбиков сплошность строматолитовых слоев нарушается. За счет этого и срастания столбиков в постройке наблюдаются неправильные по форме, в общем вытянутые вверх каверны, заполненные нестроматолитовой породой.

Арки от уплощенных до полого выпуклых, иногда наблюдаются куполовидные и параболические. В нижней части постройки в наиболее крутых из них намечаются осевые зоны. Степень унаследованности невысокая.

Слоистость и микроструктура. В столбиках встречается слоистость двух порядков – грубая и очень тонкая. Грубая слоистость выражена в неравномерном чередовании различных по толщине (от 0,1 до 1,5 мм) относительно темных и светлых слоев, имеющих форму неровных лент, линз или полосок. Более светлые из них сложены мелко- и среднезернистым карбонатом, лишенным какой-либо окраски, а более темные представлены тонкозернистым ожелезненным карбонатом, окрашенным в красно-бурые тона различной интенсивности. Степень ожелезнения (и соответственно пигментации) выше во внутренней части столбика, чем по его периферии, где темные слои делаются несколько более зернистыми и иногда теряют ясность отличий от светлых.

Тонкая слоистость наиболее четко видна по периферии столбиков, в темных, а иногда и в светлых толстых лентовидных слоях. Ее определяют тесно распо-

[18] Лат. termino – завершать, заканчивать. Постройки данной формы в нашем материале завершают якутофитоновые циклы формации Утсинги.

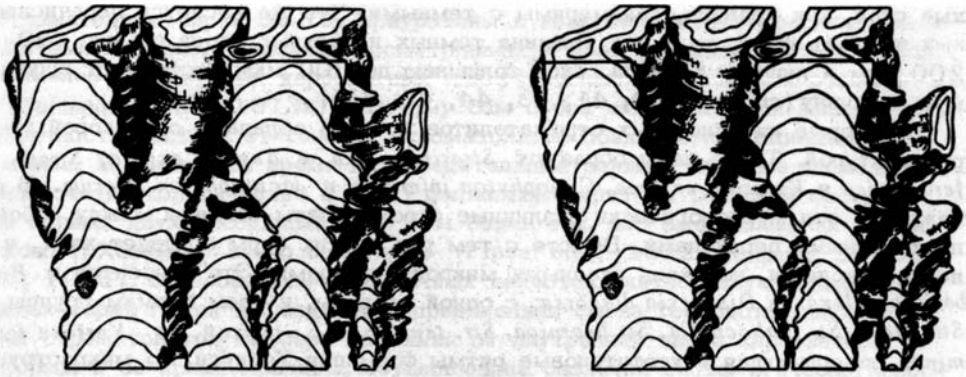


Рис. 52. *Vertexa termina*
Внешняя форма: А – обр. 4313/31; Б – обр. 4313/137

ложенные, очень тонкие (рис. 47,Д; табл. 16) темные слои, имеющие форму коротких тупоконечных отрезков, линз или палочек, иногда несущих узловидные утолщения или приливы. Эти слои обычно вытягиваются в одну линию или кулисообразно подставляют друг друга и как бы плавают в более светлом, более зернистом карбонате. В участках хорошей сохранности микроструктуры темные тонкие слои расположены близко друг к другу (см. табл. 16). По простиранию два или несколько соседних светлых тонких слоев нередко сливаются, поглощая разделяющие их темные слои, и образуют относительно большой участок или линзу, по окраске и зернистости карбоната неотличимые от тонких светлых слоев.

Четкость тонкой слоистости теряется по простиранию по мере увеличения интенсивности окраски грубых лентовидных слоев к центру столбика. Тонкие слои постепенно теряют четкость очертаний в результате общего изменения тона окраски породы и нередко лишь угадываются на общем темном фоне широких лентовидных темных слоев.

Материал. Два образца из одного обнажения (образцы 4313/31, 4313/137).

Замечание. Микроструктура (тонкая слоистость) описываемых строматолитов по строению форменных элементов, их расположению и размерам очень близка к наблюдаемой у *Jacutophyton inferum*. Напомним, что в обнажении постройки названных строматолитов участвуют в образовании единых якутофитоновых ритмов и связаны постепенными переходами.

Геологический возраст и распространение. Те же, что указаны для группы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, в имеющейся коллекции, крайне фрагментарно представляющей строматолиты афебия Канадского щита, описано 15 форм, принадлежащих 10 группам; 14 форм и шесть групп являются новыми. Четыре формы относятся к пластовыми строматолитам (*Stratifera hearnica* f.n., *Str. kahochella* f.n., *Str. laxa* f.n., *Str. tenica* f.n.), две – к столбчато-пластовым (*Asperia aspera* gr. et f.n., *Externia externa* gr. et f.n.), а девять – к столбчатым (*Conophyton biformatum* f.n.; *Con. minusculum* f.n.; *Con. infernum* f.n.; *Jacutophyton inferum* f.n.; *Confunda confuta*, gr. et f.n.; *Discorsia discorsa* gr. et f.n.; *Kussoidella limata* gr. et f.n.; *Pilbaria perplexa* Walt.; *Vertexa termina* gr. et f.n.).

Большинство перечисленных таксонов обладают очень тонкой микроструктурой. Толщина темных микрослоев у всех описанных строматолитов, кроме *Kussoidella limata, Confunda confuta, Pilbaria perplexa* и *Discorsia discorsa*, в пределах 90-процентного доверительного интервала не превышает 100 мкм и обычно (75-процентный интервал) колеблется от 15 до 75 мкм; их свет-

лые слои, как правило, соизмеримы с темными. Что же касается перечисленных четырех форм, то у них толщина темных и светлых слоев обычно 50–200 мкм и лишь у *K.limata* слои толщиною до 300 мкм составляют ощутимую величину (см. рис. 40, 41, 43, 44, 47, 53).

Некоторые из описанных строматолитов попарно обладают одинаковой микроструктурой. Такие пары образуют *Stratifera laxa* и *Asperia aspera, Stratifera tenica* и *Externia externa, Conophyton infernum* и *Jacutophyton inferum*. В обнажениях эти морфологически различные строматолиты связаны между собой постепенными переходами. Вместе с тем ряд других форм обладает хотя и не одинаковыми, но очень сходными микроструктурами. Это относится к *Pil. baria perplexa* и *Discorsia discorsa*, с одной стороны, и трем формам группы *Stratifera (Str. kahochella, Str.hearnica, Str. tenica),* с другой, а *Vertexa termina,* завершающая якутофитоновые ритмы формации Утсинги, по микроструктуре близка к нижележащим членам этих ритмов *(Jacutophyton inferum, Conophyton infernum).* Возможно, что по крайней мере некоторые из наблюдаемых ныне различий микроструктур только что перечисленных строматолитов могут быть следствием разной степени их вторичных изменений.

Обращаясь к анализу горизонтального распространения описанных таксонов, приходится с сожалением констатировать, что большинство рассмотренных форм известно пока только в одном–двух местонахождениях в пределах какой–либо определенной формации. Лишь для *Stratifera laxa, Asperia aspera* и *Pilbaria perplexa* имеющиеся данные доказывают межрегиональное распространение. Первая из этих форм присутствует в формации Рокнест серии Эпуорт северо–западной части Канадского щита и в серии Белчер (подразделение 4) на юго-востоке Гудзонова залива; вторая форма встречена в обеих только что названных толщах, в формации Динолт серии Кениписку Лабрадорского трога на востоке щита, и в доломитовой толще в районе г. Новабад в Афганистане (образцы В.М. Чмырева), а *Pilbaria perplexa,* известная в Канаде пока по единственному местонахождению, первоначально была описана из серии Уайлу надсерии Маунт–Брюс Западной Австралии (Walter, 1972). К сказанному надо добавить, что в печенгской серии Кольского полуострова В.В. Любцов нашел конофитоны, морфологически очень близкие к *Conophyton minusculum.* Плохая сохранность микроструктуры у кольских экземпляров препятствует их определению на уровне форм. Афебийский возраст всех перечисленных литостратиграфических единиц, кроме доломитовой толщи района г. Новабад, несомненен. Что же касается этой толщи, то независимыми методами устанавливается только докембрийский ее возраст; иногда ее коррелируют со свитой Лойхвар, которая в региональной стратиграфической шкале Афганистана отнесена к высоким горизонтам докембрия (Моралев, Перфильев, 1974). Следует, однако, сказать, что набор строматолитов рассматриваемой толщи не похож на рифейский, а присутствие в нем *Asperia aspera* позволяет думать, что мы здесь имеем дело с афебием.

Описанные выше таксоны строматолитов составляют три последовательные ассоциации. Первая, наиболее древняя из них содержится в формации Рокнест и включает *Stratifera laxa,* идентичную ей по микроструктуре *Asperia aspera, Conophyton minusculum, Confunda confuta, Pilbaria perplexa, Discorsia discorsa* и *Kussoidella* sp. Вторая ассоциация, развитая в серии Питей, объединяет *Stratifera hearnica, Str. kahochella, Kussoidella limata, Conophyton biformatum,* а также образующие единые якутофитоновые ритмы *Con. infernum, Jacutophyton inferum* и *Vertexa termina.* Наконец, третью ассоциацию, известную в серии Эт–Тен, составляют *Stratifera tenica* и *Externia externa,* обладающие одинаковой микроструктурой и слагающие единые биогермы.

Различия этих ассоциаций лежат как на групповом (т.е. на морфологическом), так и на видовом (т.е. на микроструктурном) уровнях. В то же время некоторые морфологические группы оказываются общими для двух (*Conophyton, Kussoidella*) или для трех (*Stratifera*) ассоциаций. При этом микроструктуры представителей одноименных групп в серии Питей и в формации Рокнест существенно отличаются, тогда как стратиферы серии Питей и Эт–Тен имеют большое сходство в этом отношении.

Строматолиты серии Эт-Тен приурочены к континентальным красноцветным обломочным толщам, а прочие рассматриваемые формы заключены в морских, существенно сероцветных карбонатных или терригенно-карбонатных отложениях (Hofmann, 1969, 1973a). Поэтому сам собой напрашивается вывод, что специфичность состава эт-тенских строматолитов объясняется фациальными причинами. В настоящее время нет убедительных данных, которые позволили бы исключить экологические и (или) фациальные причины различий состава и для первых двух ассоциаций. Это тем более так, что вмещающие их толщи, согласно П.Хоффману и его соавторам (Fraser e.a., 1972; Hofmann, 1973a, 1974, 1976), образовались в различных палеотектонических условиях, а в пределах серии Питей наблюдается определенная смена господствующих разностей строматолитов по мере движения от внутренней части карбонатной платформы к ее краю. Причины, обусловившие различия систематического состава строматолитов серии Питей и формации Рокнест, еще ждут своего объяснения. Ключевым моментом в решении этого вопроса должно быть детальное изучение строматолитов названных толщ по площади и сравнение их со строматолитами формаций Куувик и Дьюхемел (первая из этих формаций по возрастному положению отвечает серии Питей, а вторая - формации Рокнест - см. рис. 39). К сожалению, такой материал сейчас отсутствует. Поэтому было бы преждевременно считать, что перечисленные ассоциации строматолитов имеют какое-либо определенное возрастное значение в пределах афебия.

Вместе с тем является фактом, что в безусловно рифейских или более молодых отложениях, представленных самыми разнообразными фациями, ни одна из описанных выше форм и значительная часть групп до сих пор найдены не были, а в афебии некоторые из рассмотренных таксонов обнаруживают широкое латеральное распространение. Поэтому можно считать, что описанные строматолиты Канадского щита входят в состав характерного для афебия комплекса этих образований.

ГЛАВА X

АФЕБИЙСКИЙ КОМПЛЕКС СТРОМАТОЛИТОВ: ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СРАВНЕНИЕ С РИФЕЙСКИМ

Афебийские строматолиты вызывают к себе совершенно особый интерес. Они были первыми в истории Земли широко распространенными, нередко породообразующими объектами, возникшими при определяющей роли или по крайней мере при непосредственном участии живых организмов. Поэтому их изучение ставит перед исследователями вопросы генетической и палеоэкологической интерпретации, с одной стороны, и биостратиграфического их использования, с другой. В данной работе мы не будем касаться первого круга вопросов и попытаемся суммировать современные – еще крайне неполные – данные о систематическом составе афебийского комплекса строматолитов, остановимся на сравнении его с рифейским и на этой основе постараемся оценить перспективы стратиграфического использования дорифейских строматолитов.

В настоящее время афебийские строматолиты известны во множестве районов, расположенных на всех континентах. Наиболее широко и обильно эти образования представлены на Канадском щите. В северо-западной части последнего они присутствуют на пяти стратиграфических уровнях, слагая тела той или иной мощности в различных формациях сопоставляемых толщ серии Гоулберн района залива Батерст, серии Эпуорг бассейна р. Коппермайн, надсерии Грейт-Слейв, присутствуют в вышележащей серии Эт-Тен восточного рукава Большого Невольничьего озера (Hoffman, 1967, 1968, 1973a; Fraser, Trembley, 1969); известны они и в серии Харуиц западного побережья Гудзонова залива (Eade, 1970 (1971)). На юге Канадского шита строматолиты афебия описаны из надсерии Анимики – в формации Ганфлинт в Онтарио и в отвечающей ей формации Бивабик Миннесоты, а также в более низких частях разреза, в надсерии Маркэтт-Рейндж в Северном Мичигане (серия Чоколай) (Grout, Broderick, 1919; Hofmann, 1969б). В восточной и центральной частях щита рассматриваемые образования в изобилии присутствуют в различных толщах серии Белчер одноименных островов Гудзонова залива, в серии Манитонук его восточного побережья (Hofmann, 1969a; Donaldson, 1976), в формации Динолт надсерии Кениаписку Лабрадорского грога (Donaldson, 1963), в серии Мистассини района оз. Шибугамо и в ряде других толщ. За пределами Канадского щита в Северной Америке строматолиты афебия широко представлены в формации Нэш-Форк в горах Медисин-Боу в Вайоминге (Knight, 1968).

Вторым районом очень широкого распространения афебийских строматолитов является Южная Африка. Здесь они в значительной мере слагают мощную доломитовую серию, развитую в южной части Трансвааля и на северо-востоке провинции Кейп (Young, Mendelson, 1948; Truswell, Eriksson, 1972, 1973), встречаются в вышележащей серии Претория в восточном Трансваале (Button, 1971), в серии Вентерсдорп, подстилающей доломитовую (Winter, 1963; Walter, 1972), и в серии Волькберг Трансвааля (Button, 1973). В Австралии рассматриваемые образования известны в серии Форт-Скью и в вышележащей серии Уайлу бассейна Наллагайн, в близких по возрасту отложениях бассейна Наберру в западной части континента, в формации Куплин надсерии Аджиконди на полуострове Арнемленд (Walter, 1972; Прайс, Уолтер, 1975) и встречаются в верхнеафебийских толщах серии Кемберли одноименного бассейна (Cloud, Semikhatov, 1968).

В Европе строматолиты интересующего нас возраста установлены в печенгской серии Кольского полуострова (Любцов, 1971), описаны в ятулии Карелии (Слодкевич и др., 1960; Бутин, 1966; Макарихин, Кононова, 1976) и в сопоставимых с ним толщах Северо-Западной Финляндии и смежной части Швеции (Härme, Perttunen, 1963; Perttunen, 1970), указываются в верхней свите ($К_3$) криворожской серии Украинского щита (Каляев, Снежко, 1974). В Сибири они описаны в двух пунктах – в акитканской серии Прибайкалья (Доль-

ник, Никольский, 1974) и в бутунской свите удоканской серии Олекмо-Витимской горной страны (Комар и др., 1965; Кириченко и др., 1967) – и отмечаются в аналогах удоканских толщ в Намсалинском грабене (Нужнов, 1968). Иногда к афебию относят строматолитсодержащую бульбухтинскую свиту Патомского нагорья но, согласно Т.А. Дольник (1976), развитые здесь строматолиты принадлежат среднему рифею. В более южных районах Азии афебийские строматолиты, как мы видели, известны в карбонатной толще района г. Новабада Афганистана; в Индии к числу афебийских толщ иногда относят серии Аравалли и Биджавар, строматолиты которых недавно были кратко описаны в литературе (Banerjee, 1971; Balasundaram, Mahadevan, 1972).

Среди перечисленных региональных литостратиграфических комплексов лишь три – акитканская серия Сибири, серия Эт-Тен Канады и серия Кимберли Австралии – относятся к самым высоким горизонтам афебия с возрастом менее 1900–1850 млн. лет. Остальные толщи принадлежат более глубоким частям разреза и имеют возраст более 1950±50 млн. лет. Точное их возрастное положение в пределах этой гигантской по объему части афебия еще должно быть установлено. Сейчас можно лишь констатировать, что часть перечисленных толщ древнее 2100 млн.лет (ятулий и его аналоги, серия Фортескью, доломитовая серия и др.), а некоторые имеют возраст около 2300 млн. лет (Вентерсдорп, Волькберг). Можно думать, что возраст нижних строматолитовых горизонтов северо-западной части Канадского щита также приближается к этим значениям (Семихатов, 1974), хотя в канадской литературе сейчас преобладает точка зрения об их несколько более высоком положении в пределах афебия (разбор вопроса см. Келлер, Семихатов, 1976).

Анализ упомянутых выше работ и опыт полевого изучения показывают большое морфологическое разнообразие афебийских строматолитов. К сожалению, в современной литературе примеры детального описания морфологии дорифейских строматолитов буквально единичны (Donaldson, 1963; Кириченко и др., 1967; Крылов, 1966; Cloud, Semikhatov, 1969; Hofmann, 1969б; Walter, 1972; Дольник, Никольский, 1974). К началу 1976 г. с соблюдением всех необходимых требований к изучению и представления материала в литературе было описано немногим более десятка форм строматолитов из афебия. Кроме того, были опубликованы определения нескольких таксонов, сделанные по современной методике, но не сопровождавшиеся описанием. Для сравнения напомним, что из рифейских отложений сейчас описано более 60 групп (формальных родов), представленных более чем 150 формами (формальными видами).

Из одного сопоставления этих цифр видно, сколь различна степень изученности строматолитов афебия, с одной стороны, и рифея (в том числе нижнего рифея), с другой. Ясно, что материалы, изложенные в настоящей книге, не могут ликвидировать этот разрыв в изученности. Поэтому любое обобщение, касающееся строматолитов афебия, сейчас будет неминуемо весьма неполным. Отдавая себе в этом ясный отчет, мы все же попытаемся дать общую характеристику афебийских строматолитов и сравнить их систематический состав с составом рифейских. При этом мы не будем специально останавливаться на рассмотрении последних, учитывая, что подробная характеристика всего рифейского комплекса строматолитов и главных его составных элементов была недавно опубликована (Семихатов, 1974; Крылов, 1975; Раабен, 1975; Semikhatov, 1976).

В афебии установлены представители всех четырех главных типов строматолитов: пластовых, желваковых, столбчато-пластовых и столбчатых. Описанные отсюда представители первых двух типов – *Stratifera* Kor. и *Paniscollenia* Kor. – далеко не исчерпывают собой их морфологическое разнообразие. В этом убеждают анализ литературных материалов и знакомство с коллекцией строматолитов, собранной П. Хоффманом в надсерии Грейт-Слейв. В частности, можно считать доказанным присутствие здесь пластовых строматолитов группы *Gongylina* Kom. К пластовым же следует относить и группу *Calevia* But., описанную из ятулия Карелии.

Более разнообразен состав описанных столбчатых и столбчато-пластовых строматолитов афебия. Это *Alcheringa* Walt., *Asperia* Semikh., *Butinella* Mak.,

Columnaefacta Kor., *Columnocollenia* Kor., *Confunda* Semikh., *Conophyta* Masl., *Jacutophyton* Schap., *Discorsia* Semikh., *Externia* Semikh., *Gruneria* Cloud et Semikh., *Katernia* Cloud et Semikh., *Klimetia* Mak., *Kussoidella* Semikh., *Nordia* Kryl. et Pertt., *Olenia* But., *Patomia* Kryl., *Pilbaria* Walt., *Omachtenia* Nuzhn., *Segosia* But., *Sundia* Butin., *Vertexa* Semikh. (Бутин, 1966; Кириченко и др., 1967; Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, 1972; гл. VI–IX настоящей работы). Кроме того, без описаний, но со ссылкой на весь необходимый комплекс исследований В. Прайс и М. Уолтер (1975) в афебии Западной Австралии (бассейн Наберру) указывают *Tungussia* Semikh., *Tarioufetia* Bertr., возможно, *Minjaria* Kryl., *Kulparia* Walt., а также *Anabaria* Kom.; после ознакомления с типовыми материалами по сибирским анабариям В. Прайс и М. Уолтер отказались от отнесения их строматолитов к данной группе (устное сообщение, Москва, сентябрь, 1975 г.). В опубликованной позднее палеонтологической работе В. Прайс (Preiss, 1976) из афебия бассейна Наберру описал *Minjarua granulosa* Preiss, *Tungussia heterostromata* Preiss, *Tarioufetia yilgarnia* Preiss, *Kulparia* (?). Австралийская *Tariofetia*, как отметил В. Прайс, имеет не только типичную морфологию, но и характерную микроструктуру, особенности которой были включены в диагноз данной группы при ее установлении (Bertrand-Sarfati, 1972). В дополнение к перечисленным таксонам, получившим латинские групповые названия, в афебии района оз. Верхнего описаны шесть вполне определенных морфологических разновидностей строматолитов, получившие буквенную индексацию (Hofmann, 1969б); одна из них (Form G) одновременно была описана как *Gruneria biwabikia* (Cloud, Semikhatov, 1969).

Большой интерес для проводимого анализа представляют собой выводы канадских исследователей о сходстве строматолитов афебия Канадского щита со строматолитами рифея, в особенности, верхнего и среднего (Hofmann, 1969а,б; Hofmann, 1973; Donaldson, 1976; и др.). В публикации Дж. Дональдсона, обобщающей эти выводы, в канадском афебии указываются строматолиты, "обладающие характерными чертами *Katavia*", "напоминающие *Gymnosolen, Tungussia, Baicalia*", "близкие по общему внешнему виду к *Boxonia*", "сходные по внешнему виду с *Anabaria*, но обычно лишенные пологого веерообразного ветвления, свойственного этой группе", "формы, обладающие четко ограниченными гладкими краями и таким образом до некоторой степени сходные с отдельными формами *Linella*", строматолиты с нишеобразным ветвлением, типичным для *Inzeria*", формы, обнаруживающие расходящееся ветвление, характерное для *Tungussia*, формы, сходные с *Kussiella* и *Jurusania*.

Эти определения отличаются двумя особенностями. Во-первых, они, как указывает их автор, сделаны на основании изучения строматолитов в естественных обнажениях, без изготовления сериальных срезов, восстановления внешней формы и изучения шлифов. Во-вторых, они сводят диагнозы перечисленных групп, по существу, только к одному-двум признакам, То же самое характерно и для определений афебийских строматолитов, данных Х. Хофманном (Hofmann, 1969a,d). Поэтому нельзя не согласиться с Дж. Дональдсоном в том, что "... для точного определения и идентификации афебийских строматолитов с целью уверенного их сравнения с рифейскими еще необходимо широкое применение сериальных срезов и изучение микроструктур ..." (Donaldson, 1976, с. 377).

Выше мы неоднократно отмечали, что некоторые группы столбчатых строматолитов афебия действительно близки к некоторым типичным средне-верхнерифейским строматолитам по присутствию стенки и (или) активного, в том числе β- и γ-параллельного (по терминологии Walter, 1972) ветвления, а некоторые отдельно взятые сечения таких строматолитов по названным признакам могут быть неразличимы. Морфологические отличия таких групп и, следовательно, их систематическая самостоятельность выявляются в ходе графического препарирования и изучения шлифов. Эти отличия состоят в неповторимых сочетаниях признаков, в других комбинациях присутствующих и у более молодых групп, а иногда и в наличии своеобразных черт строения, не свойственных рифейским таксонам. К числу таких черт принадлежат косые карманообразные прорези, наблюдаемые у *Pilbaria, Discorsia* и отчасти у *Confunda*,

характерный рисунок микрослоистости с широкими и пологими поднятиями и узкими, более глубокими, килеобразными впадинами и др.

Значение восстановления внешней формы для диагностики афебийских строматолитов Канады наглядно демонстрируют работы Х.Хофманна (Hofmann, 1969а,б; 1973). Этот исследователь первым заговорил о сходстве по некоторым признакам строматолитов афебия и рифея. Как одно из подтверждений такого вывода он привел фотографии двух сечений строматолита из серии Манитонук (GSC type 24857); этот строматолит он достаточно определенно сближал с группой *Katavia* Kryl. (Hofmann, 1969б). После восстановления внешней формы данного строматолита Х. Хофманн уже не упоминал в связи с ним этого названия и лишь указывал, что он "обладает признаками, характерными для форм из верхнего рифея" (Hofmann, 1973, с. 364). На рис. 53 изображены реконструкции рассматриваемой постройки, выполненные автоматическим методом, предложенным Х. Хофманном (А), и независимо сделанные С.Н. Серебряковым обычным способом (Б,В). На этих реконструкциях видны пассивное ветвление и относительно гладкие боковые поверхности; по этим признакам строматолит GSC type 24857 ясно отличается от группы *Katavia*, хотя наличие стенки и неровный характер микрослоистости и являются общими их признаками.

Необходимо подчеркнуть, что характеристику любого таксона строматолитов нельзя сводить к одному или двум каким-то отдельно взятым признакам, сколь бы ни ярко они были выражены у данной группы. Все группы в современной классификации столбчатых строматолитов выделяются по комплексу морфологических признаков, и афебийские таксоны не должны являться и не являются исключением в этом отношении.

Из всего сказанного следует, что присутствие в афебии Канады перечисленных Дж. Дональдсоном групп столбчатых ветвящихся строматолитов нельзя считать доказанным. Хотя вероятно, что в дальнейшем наличие тех или иных из этих групп в канадском афебии и будет действительно доказано, сейчас мы должны исключить их из нашего анализа[19].

Несколько групп и даже форм строматолитов, общих с рифеем, указывается из серии Аравалли Индии. Это *Minjaria calciolata* (Kor.), *Baicalia prima* Semikh., *Collenia kussiensis* Masl., *Coll. columnaris* Fent. et Fent., *Coll. dymmetrica* Fent. et Fent. (Banerjee, 1971). Серию Аравалли некоторые геологи безоговорочно относят к афебию, ссылаясь на то, что она прорвана гранитами с возрастом около 2100 млн. лет (Crawford,1970; Pichamuthu, 1971). Однако другие геологи считают, что интрузивные соотношения этих гранитов и серии Аравалли твердо не установлены и что данная серия принадлежит к гораздо более молодым горизонтам докембрия (Banerjee, 1971). Отвлекаясь от вопроса о возрасте серии Аравалли, надо отметить, что присутствие в ней названных выше строматолитов нельзя считать доказанным. Два последних из перечисленных выше таксонов были установлены более 40 лет назад, когда классификация строматолитов была разработана еще очень слабо, и без переизучения типового материала они вряд ли могут теперь употребляться. При идентификации трех других таксонов автор этих определений, по его словам (Banerjee, 1971, с. 349), использовал метод графического препарирования и учитывал комплекс морфологических признаков. Однако ознакомление с опубликованными реконструкциями не позволяет согласиться с определениями *Minjaria* и *Collenia kussiensis* (?=*Kussiella*). Строматолиты, отнесенные Д. Банерджи к группе *Baicalia*, по очертаниям действительно близки к ней, но в их описании указано, что "элементарные наслоения полностью облекают боковую поверхность" столбиков (Banerjee, 1971, с. 351), что не позволяет отнести их к названной группе. Схематичность описания микроструктуры аравалийских образцов, по существу, исключает их сравнение с рифейскими по этому признаку. Небольшой список строматолитов был недавно опубликован из афебийской серии Биджавар, развитой на севере Индии (Balasundaram, Mahadevan, 1972). Он

---

19 См. примеч. на с. 111.

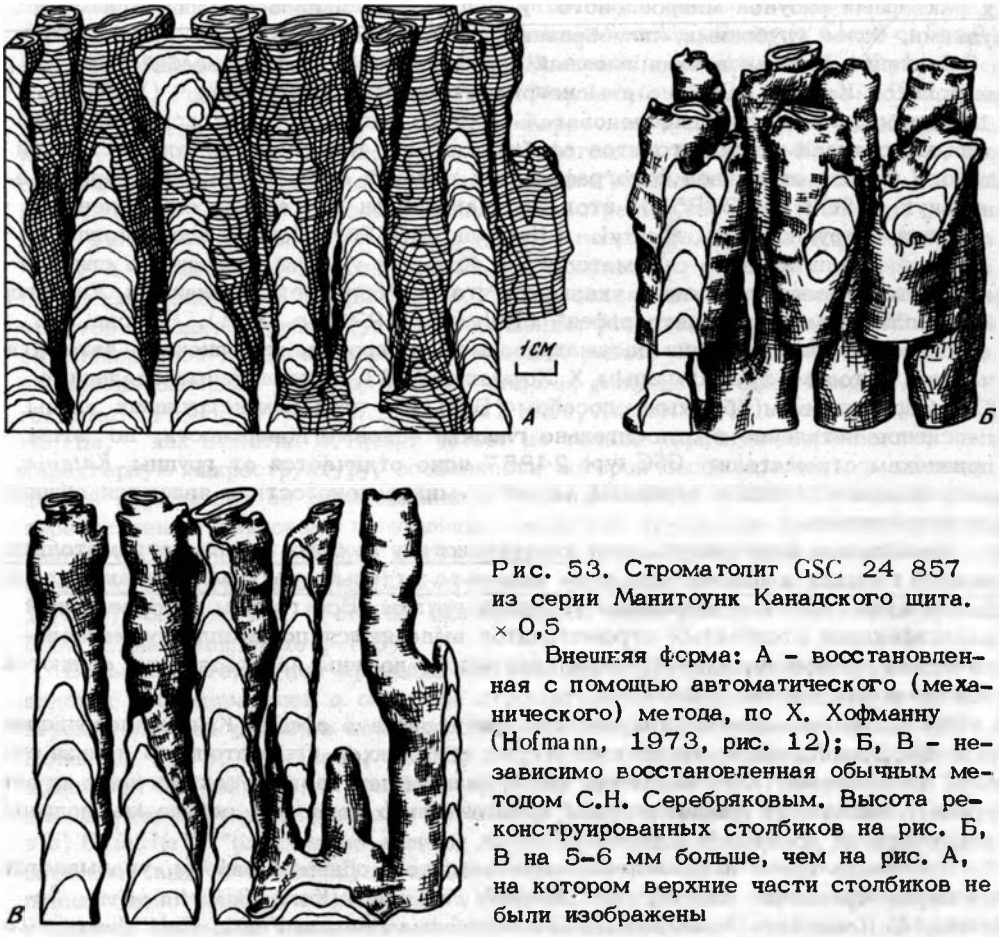


Рис. 53. Строматолит GSC 24 857 из серии Манитоунк Канадского щита. × 0,5

Внешняя форма: А – восстановленная с помощью автоматического (механического) метода, по Х. Хофманну (Hofmann, 1973, рис. 12); Б, В – независимо восстановленная обычным методом С.Н. Серебряковым. Высота реконструированных столбиков на рис. Б, В на 5–6 мм больше, чем на рис. А, на котором верхние части столбиков не были изображены

включает старые таксоны, ныне гребующие переописания (*Collenia undosa* Walc., *Coll. columnaris, Coll.symmetrica* и др.), а также *Conophyton cylindricus* Masl. Все эти определения сделаны на основании рассмотрения строматолитов в обнажении, без изучения шлифов. Поэтому определения на видовом уровне нельзя принимать в расчет, хотя присутствие группы *Conophyton* представляется более или менее обоснованным

Переходя к анализу горизонтального и вертикального распространения групп и форм строматолитов, установленных в афебии, еще раз подчеркнем, что этот анализ будет ограничен только теми таксонами, присутствие которых в афебии строго установлено.

Всего в афебийских отложениях разных стран, учитывая и данную работу, сейчас описано или определено с применением графического препарирования и изучения шлифов 29 групп строматолитов. Только некоторые из них в афебии представлены двумя или несколькими формами; большинство этих групп заключают по одной форме. Представители трех групп в афебии до формы пока не определены.

Совокупность всех этих таксонов далее рассматривается как афебийский комплекс строматолитов. Следует отметить, что термин "комплекс" применяется к этой совокупности несколько условно. Дело в том, что в практике изучения рифейских строматолитов под комплексом понимается эмпирически установленная устойчивая комбинация таксонов, а не просто формальное объединение одновозрастных строматолитов.

Приступая к анализу систематического состава афебийского комплекса строматолитов, необходимо подчеркнуть, что ревизия их систематического состава

не входит в задачи данной работы. Ниже будут лишь проанализированы данные о вертикальном и горизонтальном распространении тех групп и форм строматолитов, которые надежно установлены в афебийских отложениях разных стран.

Начнем анализ на групповом уровне. В настоящее время из 29 групп строматолитов, надежно установленных в афебийских отложениях, 13 групп являются общими с рифеем (табл. 17). Это пластовые *Stratifera* и *Gongylina*, желваковые *Paniscollenia*, столбчато-пластовые и столбчатые *Collumnaefacta*, *Collumnocollenia*, *Conophyton*, *Jacutophyton*, *Kulparia*, *Minjaria*, *Omachtenia*, *Patomia*, *Tarioufetia*, *Tungussia*. Первые две группы, а также *Conophyton* и *Jacutophyton* распространены по всему разрезу рифея и обнаруживают специфику видового состава в разных его частях, а стратиферы поднимаются и в фанерозой. Общей группой для афебия, рифея и кембрия является *Paniscollenia;* ее представители наиболее обычны для терминального рифея и кембрия (Королюк, 1960; Семихатов и др., 1970), но отмечаются, кроме того, в нижнем и среднем рифее севера Сибири (Голованов, 1970). Группа *Tungussia* наиболее характерна для среднего рифея, но поднимается и выше, вплоть до терминального рифея, или юдомия (Семихатов, 1962; Крылов, 1975); в нижнем рифее она неизвестна. *Minjaria* является характерным представителем верхнерифейского комплекса строматолитов, но иногда присутствует в среднем рифее Восточной Сибири (Комар и др., 1973); некоторые исследователи все вмещающие ее отложения Сибири считают верхнерифейскими (Хоментовский и др., 1972). Группа *Tarioufetia* до сих пор была установлена только в верхнем рифее Африки (Bertrand-Sarfati, 1972), *Kulparia* – в верхнем рифее Австралии (Walter, 1972), а *Omachtenia* – в нижнем рифее Сибири (Нужнов, 1967; Крылов, 1975).

Группа *Patomia* в постафебийских отложениях присутствует в переходных слоях от верхнего рифея к терминальному рифею в Сибири и в терминальном рифее Средней Азии (Крылов, 1967, 1975). Группа *Collumnacollenia* за пределами афебия описана из среднего рифея и нижнего кембрия Сибири, а *Columnaefacta* из боксонской серии Восточного Саяна (Королюк, 1960), относимой ныне к верхнему – терминальному рифею. Нужно подчеркнуть, что две последние группы принадлежат иной системе классификации, чем все прочие из рассматриваемых (см. Крылов, 1975). Исследователи рифейских строматолитов сейчас редко пользуются этой системой, поэтому можно думать, что действительное вертикальное и географическое распространение групп *Collumnacollenia* и *Columnaefacta* в рифее шире, чем это сейчас представляется. Иногда широкое распространение группы *Collumnocollenia* в рифее выводят из отождествления с ней группы *Colonnella* Kom. (Крылов, 1975), но с таким отождествлением трудно согласиться.

Таким образом, из 13 групп строматолитов, связывающих афебий с вышележащими подразделениями, пять имеют очень широкий возрастной диапазон и проходят через весь рифей, а некоторые присутствуют в фанерозое, одна группа не поднимается выше нижнего рифея, тогда как остальные семь групп в послеафебийских отложениях известны только в среднем – терминальном и в особенности в верхнем рифее. Остальные 16 групп, входящие в афебийский комплекс строматолитов, в рифее не установлены. Это *Alcheringa*, *Asperia*, *Butinella*, *Calevia*, *Discorsia*, *Externia*, *Gruneria*, *Katernia*, *Klimetia*, *Kussoidella*, *Nordia*, *Olenia*, *Pilbaria*, *Segosia*, *Sundia*, *Vertexa*. К этому надо добавить, что в последнее время Ж. Бертран-Сарфати (устное сообщение) среди строматолитов доломитовой серии Трансвааля выделила несколько новых таксонов, отличных от ныне известных в рифее; их описание еще не опубликовано.

Изложенные данные позволяют говорить об общей специфике группового состава афебийского комплекса строматолитов: 60% групп столбчато-пластовых и столбчатых строматолитов, присутствующих в составе этого комплекса, не поднимаются в рифей, а 40% связывают его с комплексами из более молодых горизонтов протерозоя. Если в этот подсчет включить морфологически не определенные группы пластовых и желваковых строматолитов, то содержание общих групп в афебии и в рифее возрастает до 45%. Нужно, однако, отметить, что здесь мы оперируем сводными цифрами, полученными при обобщении материа-

Таблица 17. Групповой состав афебийского комплекса строматолитов (таблица составлена без ревизии описанных таксонов)

№ п.п.	Таксоны	Количество форм, описанных в афебии	Группы межрегионального (А) и межконтинентального (Б) распространения в афебии		Присутствие в рифее			
					Нижний	Средний	Верхний	Терминальный
			А	Б				
1	*Alchetinga* Walt.	1						
2	*Asperia* Semikh.	1	+	+				
3	*Butinella* Mak.	1						
4	*Calevia* But.	1						
5	*Columnacollenia* Kor.	1				+		
6	*Columnaefacta* Kor.	1					+	+
7	*Conophyton* Masl.	3	+	+	+	+	+	+
8	*Discorsia* Semikh.	1						
9	*Exterina* Semikh.	1						
10	*Gongylina* Kom.	–			+	+	+	+
11	*Gruneria* Gloud et Semikh.	1	+	+				
12	*Jacutophyton* Schap.	1	+?	+?	+	+	+	+
13	*Katerina* Cloud et Semikh.	1						

14	*Klimetia* Mak.	3										
15	*Kulparia* (?) Walt.	–								+		
16	*Kussoidella* Semikh.	1		+		+						
17	*Minjaria* Kryl.	1							+	+		
18	*Nordia* Kryl. et Pertt.	1										
19	*Olenia* But.	1										
20	*Omachtenia* Nuzhn.	1					+					
21	*Paniscollenia* Kor.	1					+		+		+	
22	*Patomia* Kryl.	–								+	+	
23	*Pilbaria* Walt.	1		+		+						
24	*Segosia* But.	1										
25	*Stratifera* Kor.	5		+		+	+		+	+	+	
26	*Sundia* But.	2										
27	*Tarioufettia* Bertr.	1								+		
28	*Tungussia* Semikh.	1							+	+	+	
29	*Vertexa* Semikh.	1										

лов по различным регионам. В конкретных же разрезах эти соотношения могут существенно меняться как в ту, так и в другую сторону, иногда обусловливая затруднения в разграничении афебийского группового комплекса строматолитов и более молодых. При этом афебийский комплекс на групповом уровне достаточно четко отличается от нижнерифейского и обнаруживает черты сходства со средне- и особенно верхнерифейским комплексами (Walter, 1972; Прайс, Уолтер, 1975). Это позволило М. Уолтеру предположить, что ряд групп столбчатых строматолитов имеет прерывистое вертикальное распространение в протерозое (Walter, 1972, с. 84). Так ли это, покажут дальнейшие исследования. Значительное место в них должно занять изучение биогермных рядов, морфологически близких строматолитов афебия и рифея.

Рассмотрим пространственное распространение групп строматолитов, составляющих их афебийский комплекс (см. табл. 17). Большинство групп, не выходящих за пределы афебия, ныне известны только в одном каком-нибудь районе, а зачастую только в одном местонахождении. Исключение составляют *Asperia, Gruneria, Kussoidella* и *Pilbaria,* имеющие межрегиональное распространение. *Asperia* известна в трех далеко разобщенных регионах Канадского щита и в Афганистане; *Gruneria* – на юге Канадского щита, в Западной Австралии и Южной Африке; *Kussoidella* – в двух районах на северо-западе Канады и на северо-западе Австралии; *Pilbaria* описана в Австралии, в Южной Африке и на северо-западе Канады. Вместе с тем, ряд разноименных групп афебийских строматолитов имеет несомненное взаимное сходство. Так, *Klimetia,* описанная из ятулия Карелии, близка к австралийской *Alcheringa;* среди построек, описанных Р.В. Бугиным (1966) в составе формы *Calevia olenica* (Rjab.) из ятулийских отложений, есть разности, морфологически напоминающие канадские типовые экземпляры Asperia (сейчас эти постройки исключаются В.В. Макарихиным из состава как названной формы, так и группы *Calevia).* Несомненное морфологическое сходство некоторых канадских и южноафриканских строматолитов на основании сравнения опубликованных их изображений отмечал М. Уолтер (Walter, 1972).

В афебийских отложениях разных регионов известен ряд групп, имеющих очень широкое вертикальное распространение и поднимающихся в рифей. Таковы *Stratifera,* описанная ныне в афебии Канады, Финляндии, Прибайкалья и присутствующая в ряде других регионов; *Conophyton,* известный в афебии двух районов Канады, на Кольском полуострове, в Центральной Сибири и в Индии; *Jacutophyton,* развитый в Канаде и, видимо, в Центральной Сибири (бугунская свита удоканской серии).

Из изложенного следует, что конкретные групповые ассоциации строматолитов из афебийских отложений тех или иных отдельно взятых регионов обнаруживают значительную эндемичность своего состава. Вместе с тем они заключают некоторые группы, общие для двух или для нескольких ассоциаций. Можно думать, что по мере дальнейшего изучения афебийских строматолитов количество таких групп будет возрастать.

Обратимся к анализу афебийского комплекса строматолитов на уровне форм (формальных видов). Основная масса последних сейчас представляется узкими эндемиками, приуроченными к какой-либо одной толще того или иного района. Вместе с тем выделяется ряд форм, которые уже сейчас установлены в двух или нескольких удаленных друг от друга регионах, иногда расположенных даже на разных континентах. Такова *Gruneria biwabinia* Cloud et Semikh., присутствующая в серии Анимики США, в серии Фортескью Австралии и в серии Вентерсдорп Южной Африки (Cloud, Semikhatov, 1969; Walter, 1972; Walter, Preiss, 1972); указываемые М. Уолтером несколько меньшие размеры африканских и австралийских форм, по сравнению с канадскими, не могут помешать их идентификации. По отношению к американским и австралийским их представителям это подтверждается замерами элементов микроструктуры. Межрегиональное распространение имеют также *Pilbaria perplexa* Walt., *Asperia aspera* Semikh. и *Stratifera laxa* Semikh. Первая из них описана из серии Уайлу Австралии (Walter, 1972) и из серии Эпуорт Канады (гл. IX данной книги).

Asperia aspera установлена в серии Эпуорт северо-западной части Канадского щита, в серии Белчер и в надсерии Кениаписку его центральных районов, а также в Афганистане. *Str.laxa* в имеющихся образцах представлена в первых двух из только что перечисленных районов, но ее обычная связь с *Asp. aspera* (см. гл. IX) позволяет рассчитывать встретить ее и в двух других. Видимо, перспективным для поисков *Asp.aspera* и *Str.laxa* является также верхний ятулий Карелии: выше уже указывалось, что среди построек, ранее относившихся к *Calevia olenica* (Rjab.) (Бутин, 1966), имеются разности, близкие к асперия̆м, а описанные в гл. VI представители названной формы (понимаемой теперь в суженном объеме) имеют микроструктуру, близкую к микроструктуре *Asp.aspera* и *Str.laxa* в участках умеренной степени ее сохранности. Некоторой общностью микроструктуры обладают также *Conophyton minusculum* Semikh. Канады и конофитоны, найденные В.В. Любцовым в печенгской серии Кольского полуострова; плохая сохранность последних мешает их более точному определению.

При сравнении строматолитов афебия и рифея сразу обращает на себя внимание, что представители общих групп там и здесь обладают, как правило, разными микроструктурами и, следовательно, принадлежат разным формальным видам (Семихатов, 1974, 1976; Прайс, Уолтер, 1975; Preiss, 1976). Единственными пока известными исключениями являются один из новых видов, описанных Ж. Бертран-Сарфати в доломитовой серии Трансвааля, австралийская *Tarioufetia yilgarnia* Preiss, отличная от *Tarioufetia* из рифея по морфологии построек, а также, возможно, *Conophyton garganicum* Kor. и *Stratifera flexurata* Kom. Последняя форма широко распространена в нижнем рифее на севере Сибири (Комар, 1966) и со знаком cf. определена из акитканской серии Прибайкалья (Дольник, Никольский, 1974). *Con.garganicum* является обычным нижне-среднерифейским строматолитом ряда регионов, а в бутунской свите удоканской серии афебия содержатся формы, определенные как *Con.* ex. gr. *garganicum* (Комар и др., 1965). В имеющихся образцах они отличаются от типовых экземпляров данной формы по существу только более редким расположением темных слоев, вероятно связанным с худшей сохранностью микроструктуры.

Различия афебийских и рифейских строматолитов на видовом уровне подчеркиваются тем, что рифейские (в особенности посленижнерифейские) строматолиты обладают общим значительно более богатым набором микроструктур, тогда как для афебийских таксонов наиболее характерны относительно простые штриховатые и ленточные микроструктуры, часто отличающиеся очень тонкими темными микрослоями.

Таким образом, мы видим, что комплекс строматолитов афебия отличается на групповом и особенно на видовом уровне как от рифейского их комплекса в целом, так и от каждой из его последовательных ассоциаций. Иллюстрацией сказанного могут служить строматолиты ятулия Карелии, с одной стороны, и бурзянской серии Урала – с другой. Среди морфологически определенных столбчатых и столбчато-пластовых строматолитов этих подразделений нет ни одного общего таксона. В то же время бурзянская серия заключает группы и формы строматолитов, широко развитые в нижнем рифее Сибири, а среди строматолитов ятулия есть разности, близкие к известным в афебии других регионов. Поэтому никак нельзя согласиться с мнением некоторых исследователей о сходстве ятулийских и бурзянских строматолитов.

Доафебийские, архейские строматолиты сейчас известны в трех или четырех точках в Канаде и в Южной Африке (Hofmann, 1971; Schopf e.a., 1971; Henderson, 1975) и, видимо, присутствуют на Кольском полуострове (Любцов, 1971). Их систематический состав совершенно не изучен. Поэтому мы лишены возможности сравнить их с афебийскими в интересующем нас аспекте.

Точно так же сейчас нельзя судить о том, выделяются ли в пределах афебийского комплекса строматолитов какие-либо последовательные возрастные ассоциации, подобные тем, которые служат обоснованием общего расчленения рифея. Как мы видели выше, в афебийских отложениях некоторых регионов обособляются определенные разновозрастные наборы групп и форм. Такие наборы

установлены в афебии северо-западной части Канадского щита (Семихатов, 1976, гл. IX данной работы) и в Карелии (Макарихин, Кононова, 1976; гл. VI данной работы). Видимо, они могут быть выделены и в афебии Трансвааля; здесь морфологически различные строматолиты приурочены на значительной площади к определенным горизонтам разреза и служат целям местной стратиграфии (Ericksson, Trusswell, 1974). Однако причины обособления таких наборов не ясны, и весьма вероятно, что они отражают собой всего лишь смену каких-то местных фациальных условий. Поэтому до получения новых эмпирических данных о вертикальном распределении строматолитов в афебии было бы преждевременно видеть в упомянутых наборах какие-то закономерные возрастные ассоциации таксонов, перспективные для расчленения и корреляции отложений.

Проведенный выше обзор современных, еще очень неполных данных о систематическом составе дорифейских строматолитов позволяет наметить следующие выводы.

1. Таксоны строматолитов, присутствующие в афебии конкретных регионов, в своем большинстве на настоящей стадии изученности представляются эндемиками. Поэтому афебийский комплекс строматолитов сейчас выступает не как эмпирически установленная устойчивая ассоциация таксонов, а как общая совокупность групп и форм, присутствующих в афебийских отложениях различных регионов. Ряд групп и нескольких форм, входящих в этот комплекс, установлены в двух или нескольких разобщенных разрезах, в том числе на разных континентах.

2. Комплекс строматолитов афебия по общему набору групп специфичен и отличается как от всего рифейского комплекса строматолитов в целом, так и от каждой из его последовательных ассоциаций. Однако наличие ряда групп, общих с рифеем (в особенности с верхним и средним), и наблюдаемая во многих разрезах бедность группового состава региональных ассоциаций в ряде случаев осложняют разграничение афебийских и рифейских строматолитов на групповом уровне. Гораздо более четко они разграничиваются на видовом уровне из-за высокой степени специфичности состава формальных видов афебийского комплекса.

3. Преемственность группового состава ряда последовательных комплексов протерозойских строматолитов значительно повышает роль анализа состава их форм при разграничении и стратиграфическом использовании таких комплексов.

4. Хотя специфика сводной строматолитовой характеристики афебия по сравнению с рифеем в настоящее время выступает достаточно отчетливо, особенности возрастного положения основной массы афебийских строматолитов (древнее 1950±50 млн.лет) и общая низкая степень их изученности затрудняет использование строматолитов для обоснования границы афебия и рифея в конкретных разрезах. Главными в ее обосновании на сегодня остаются историко-геологические критерии.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев В.Р., Баранова М.С., Гамалея Ю.Н. и др. 1962. Новые данные о стратиграфии синийских отложений юго-восточной окраины Алданского щита. – Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.

Башарин А.К. 1967. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., "Наука".

Беккер Ю.Р. 1968. Древняя моласса Урала. – "Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.", 121, вып. 1.

Битерман И.М., Горшкова Е.Р. 1962. Стратиграфия синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий. – Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.

Богданов А.А. 1967. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. – "Вестн. МГУ. Сер. геол.", № 1.

Богданов А.А. 1969. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). – "Бюлл. МОИП, Отд. геол.", 44, вып. 5.

Борукаев Ч.Б. 1975. Докембрий Австралии и Новой Зеландии. – В кн.: Докембрий континентов. Австралия, Африка. Новосибирск, "Наука".

Бутин Р.В. 1959. Ископаемые Cyanophyceae в протерозойских карбонатных отложениях Южной Карелии. – "Изв. Карельск. и Кольск. ФАН СССР", № 2.

Бутин Р.В. 1966. Ископаемые водоросли протерозоя Карелии. – В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск.

Бутин Р.В., Соколов В.А. 1965. Водорослевые комплексы протерозоя Карелии и их геолого-литологическое значение. – Тезисы докладов на Всесоюзном симпозиуме по палеонтологии докембрия и раннего кембрия, 25–30 окт. 1965 г. Новосибирск.

Бухаров А.А. 1973. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск, "Наука".

Виноградов В.А., Кабаньков В.Я., Красильщиков А.А., Эрлих Э.Н. 1961. Стратиграфия синийских отложений северо-западной части Якутской АССР. – Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.

Вологдин А.Г. 1966. Остатки микроводорослей из протерозоя Карелии. – В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск.

Воронов Б.Г., Комар Вл.А., Семихатов М.А., Шаповалова И.Г. 1966. Корреляция разрезов верхнего докембрия Западного Приверхоянья и Учуро-Майского района. – ДАН СССР, 171, № 4.

Гамалея Ю.Н. 1968а. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 2.

Гамалея Ю.Н. 1968б. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии. – "Геотектоника", № 6.

Гамалея Ю.Н. Забродин В.Е., Коган В.С. 1963. Раннесинийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита (бассейн р. Учур). – ДАН СССР, 152, № 3

Гамалея Ю.Н., Лосев А.Г., Попов М.Я. 1969. О древнейших образованиях чехла юго-востока Сибирской платформы. – "Сов. геол.", № 4.

Гарань М.И. 1963. Западный склон и центральная зона Южного Урала. – В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.

Гарань М.И. 1969. Верхний докембрий (рифей). Стратиграфия. – В кн.: Геология СССР, т. 12, ч. 1. Пермская,

Свердловская, Челябинская и Курганская области. М., "Недра".
Гаррис М.А. 1964. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии (по данным калий-аргонового метода). – В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., "Наука".
Гаррис М.А. 1973. Ранний докембрий Урала. – В кн.: Геохронология СССР. Т. 1, Докембрий. Л., "Недра".
Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др. 1964. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). – В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., "Наука".
Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука", 1972.
Геохронология докембрия Сибирской платформы и складчатого обрамления. 1968. Под ред. М.М. Мануйловой. Л., "Наука".
Геология СССР. 1969. Т. 12. Ч. 1. М., "Недра".
Голованов Н.П. 1970. Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. – В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.
Головенок В.К. 1964. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье). – "Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.", 97.
Головенок В.К. 1966. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и древних россыпей. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М., "Недра".
Головенок В.К. 1967. О платформенном этапе в развитии Байкальской горной области. – "Сов. геол", № 12.
Головенок В.К. 1971. Среднепротерозойская кора химического выветривания в северной части Байкальской горной области. – В кн.: Проблемы литологии докембрия. М., "Наука".
Горохов И.М., Герлинг Э.К. 1974. Геологическое положение и возраст пород восточной части Балтийского шита. – В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., "Наука".
Дольник Т.А. 1976. Органические остатки и возраст бульбухтинской и сеньской свит Патомского нагорья. – Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
Дольник Т.А., Воронцов Г.А. 1974. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во.
Дольник Т.А., Никольский Ф.В. 1974. Органические остатки акитканской серии (Северо-Байкальское нагорье). – ДАН СССР, 215, № 4.
Домбровский В.В. 1940. Геология Байкало-Патомского нагорья. – "Труды Вост.-Сиб. геол. упр.", вып. 26.
Дунаев В.А. 1967. Некоторые дополнительные сведения о магматизме в тараташской свите по данным Rb-Sr метода. – В кн.: Минералы изверженных горных пород и руд Урала. Л., "Наука".
Елизарьев Ю.З., Забродин В.Е. 1970. Основные структурные элементы и формации докембрия Западной Африки. – "Геол. и геофиз.", № 8.
Журавлева З.А. 1962. Онколиты и катаграфии рифейских и нижнекембрийских отложений Сибири. – В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск.
Журавлева З.А. 1964. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 14.
Журавлева З.А. 1968. Диагностические признаки онколитов и катаграфий и распределение их в разрезе рифея Урала. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 188.
Забродин В.Е. 1966. Особенности развития восточной части Алданского щита на ранних этапах формирования его чехла. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 10.
Забродин В.Е. 1967. Микрофитолиты рифея Урала и Шпицбергена. Автореф. канд. дисс. М.
Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А. и др. 1974. О радиологическом датировании докембрийских пород Центрального Казахстана. – В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. 1. Алма-Ата, "Наука".
Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И., Шлыгин Е.Д. 1974. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. – В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, "Наука".
Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. 1971. Стратиграфия докембрия Улутау в связи с разработкой общей схемы расчленения докембрия Центрального Казахстана. – В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ.
Зленко Н.Д., Нужнов С.В., Шпак Н.С., Ярмолюк В.А. 1960. Стратиграфия и вулканизм позднего докембрия юго-

востока Сибирской платформы. – В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР.

Злобин М.Н. 1968. О расчленении биллях-ской серии синийского комплекса.– "Учен. зап. НИИГА. Региональная стратиграфия", вып. 13.

Зыков С.И., Ступникова Н.И., Филатова Л.И. и др. 1977. Свинцово-урано-ториевое датирование докембрийских метаморфических пород Центрального Казахстана. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 5.

Иванов А.И. 1949. Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит Западного склона Южного Урала. – "Бюлл. МОИП, Отд. геол.", 24, вып. 5.

Казаков Г.А., Кнорре Г.К. 1973. Геохронология верхнего докембрия Учуро-Майского района Сибирской платформы.– В кн.: Геологорадиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., "Наука".

Каляев Г.И. 1965. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, "Наукова думка".

Каляев Г.И., Снежко А.М. 1974. Остатки ископаемых организмов в раннем докембрии Украины. – "Вестн. АН УССР", № 9.

Кауи Д.В., Розанов А.Ю. 1973. Отчет Международной рабочей группы о симпозиуме по проблеме границы докембрия и кембрия. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 12.

Келлер Б.М. 1968. Верхний протерозой Русской платформы. М., Изд-во МГУ.

Келлер Б.М. 1971. Формации миогеосинклинального рифея в расшифровке докембрийских складчатых зон. – "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 46, вып. 5.

Келлер Б.М. 1973а. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия. – "Сов. геол.", № 6.

Келлер Б.М. 1973б. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. (Итоги науки и техники. Общая геология, т. 5). М., ВИНИТИ.

Келлер Б.М., Казаков Г.А., Крылов И.Н. и др. 1960. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 12.

Келлер Б.М., Королев В.Г., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. 1968. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. – В кн.: Геология докембрия. Л., "Наука".

Келлер Б.М., Крылов И.Н., Розанов А.Ю. 1975. О нижней границе кембрия на Урале. – "Сов. геол.", № 5.

Келлер Б.М., Семихатов М.А. 1968. Опорные разрезы рифея материков. – В кн.: Итоги науки. Стратиграфия, палеонтология. 1967. М., ВИНИТИ.

Келлер Б.М., Семихатов М.А. 1976. Стратиграфические рубежи в докембрии.– В кн.: Границы геологических систем. М., "Наука".

Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М. 1967. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления. – В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, Кн. изд-во.

Кириченко Г.И. 1961. К вопросу о водорослях *Conophyton* Masl. – "Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия", 66.

Кириченко Г.И., Кочин Г.Г., Трофимов Т.В. 1967. Строматолиты *Conophyton* Masl. удоканской серии Кодаро-Удоканской зоны (Северо-Восточное Забайкалье). – "Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.", 112.

Комар Вл.А. 1964. Столбчатые строматолиты рифея севера Сибирской платформы. – "Учен. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр.", вып. 6.

Комар Вл.А. 1966. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 154.

Комар Вл.А., Раабен М.Е., Семихатов М.А. 1965. Конофитоны рифея СССР и их стратиграфическое значение. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 131.

Комар Вл.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н. 1973. Характер распределения формальных видов строматолитов в рифейских отложениях Учуро-Майского района. – "Изв. АН СССР, Сер. геол.", № 7.

Комар Вл.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н. 1977. Региональная стратиграфическая шкала рифейских отложений Учуро-Майского региона. – "Сов. геол.", № 8.

Комар Вл.А., Семихатов М.А., Серебряков С.Н., Воронов Б.Г. 1970. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея Юго-Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. – "Сов. геол.", № 3.

Константиновский А.А. 1974. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 4.

Кориковский С.П., Федоровский В.С. 1970. Новые данные о возрасте докембрийских толщ междуречья Нечеры и Бульбухты (южная часть Патомского нагорья). – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 12.

Королев В.Г., Киселев В.В. 1974. Рифей Тянь-Шаня. – В кн.: Допалео-

зой и палеозой Казахстана. Т. 1. Алма-Ата, "Наука".

Королюк И.К. 1960. Строматолиты нижнего кембрия и протерозоя Иркутского амфитеатра. – "Труды ИГиРГИ АН СССР", 1.

Красильщиков А.А. 1973. Ранний докембрий Сибирской платформы. Оленекское поднятие. – В кн.: Геохронология СССР, т. 1. Докембрий. Л., "Недра".

Краснобаев А.А., Вилисов В.А., Троянова М.В. 1975. Гетерогенности акцессорных цирконов в радиологических исследованиях. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 10.

Кратц К.О. 1963. Геология карелид Карелии. – "Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР", вып. 16.

Кратц К.О., Горохов И.М., Кутявин Э.П. и др. 1975. Возрастные границы ятулинской формации. – В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. Тезисы докладов. М.,

Кратц К.О., Крылов И.Н., Лабач-Жученко С.Б. 1974. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. – В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., "Наука",

Крылов И.Н. 1963. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия.– "Труды ГИН АН СССР", вып. 69.

Крылов И.Н. 1966. О столбчатых строматолитах Карелии. – В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск.

Крылов И.Н. 1967. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 171.

Крылов И.Н. 1975. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 274.

Крылов И.Н., Нужнов С.В., Шаповалова И.Г. 1968. О строматолитовых комплексах среднего рифея. – Докл. АН СССР, 181, № 2.

Крылов И.Н., Шаповалова И.Г. 1970. Строматолиты группы *Jacutophyton* Schapovalova в среднерифейских отложениях Урала и Сибири. – В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск, Кн. изд-во.

Лобанов М.П. 1964. О магматизме северной части Байкальского хребта. – В кн.: Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., "Недра".

Лобач-Жученко С.Б., Кратц К.О., Герлинг Э.К. и др., 1972. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука".

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. 1974. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., "Наука".

Любцов В.В. 1971. История исследований органических остатков метаосадочных образований Кольского полуострова. – В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия Северо-Восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".

Макарихин В.В., Кононова Г.М. 1976. Вопросы биостратиграфии ятулия Карелии. – В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.

Мануйлова М.М. 1973. Байкальская горная область. – В кн.: Геохронология СССР, т.1. Докембрий. Л., "Недра".

Мануйлова М.М., Васьковский Д.П., Гурулев С.А. 1964. Геология докембрия Северного Прибайкалья. Л., "Наука".

Маслов В.П. 1937. Нижнепалеозойские породообразующие водоросли Восточной Сибири. – В кн.: Проблемы палеонтологии, т.2-3. М., Изд-во МГУ.

Маслов В.П. 1938. О природе строматолитов *Conophyton*. – В кн.: Проблемы палеонтологии, т.4, М., Изд-во МГУ.

Маслов В.П. 1960. Строматолиты. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 41.

Мац В.Д., Бухаров А.А. 1967. К стратиграфии верхнего докембрия западной окраины Байкальской горной области. – В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, Кн. изд-во.

Мац В.Д., Бухаров А.А., Егорова О.П. 1968. Стратиграфия и некоторые литологические особенности терригенно-вулканогенных толщ Северо-Байкальского вулканического пояса. – В кн.: Материалы по геол. и геоф. Сибирской платформы, вып.1. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во.

Мац В.Д., Наумова Е.И., Бабкин А.К. и др. 1969. Докембрийские коры выветривания обрамления юга Сибирской платформы. – "Труды СНИИГГиМС", вып. 98. Новосибирск.

Мильштейн В.Е. 1965. Онколиты и катаграфии западного склона Анабарского массива. – "Учен.зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр.," вып. 7.

Мильштейн В.Е. 1970. Микрофитолиты из опорного разреза верхнедокембрийских отложений по р.Котуйкан на западном склоне Анабарского поднятия. – В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л., Изд-во НИИГА.

Михайлов Д.А. 1973. Ранний докембрий Сибирской платформы. Алданский щит. – В кн.: Геохронология СССР, т.1. Докембрий. Л., "Недра".

Михайлов Д.А., Левченков О.А. 1974. Геохронология Mg-Ca рудных метасоматитов в докембрийских регионах. – В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., "Наука".

Мокшанцев К.Б., Нужнов С.В., Тимофеев В.И. 1968. Нижняя граница рифейской группы и стратиграфическое положение конкулинской свиты на востоке Алданского щита. – В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, Кн. изд-во.

Моралев В.М., Перфильев Ю.С. 1974. Тектоника докембрия восточной части Альпийско-Гималайского пояса. – В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток

Нарожных Л.И. 1965. Онколиты и катаграфии рифейских и юдомских отложений Учуро-Майского района. – Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.

Нарожных Л.И. 1973. Стратиграфическое значение микрофитолитов верхнего докембрия запада Русской платформы и юго-востока Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. М.

Негруца В.З., Негруца Г.Ф. 1968. Проблема геологии ятулия. – "Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.", 143.

Нужнов С.В. 1960. Строматолиты позднего докембрия и кембрия Учуро-Майского района. – ДАН СССР, 132, № 6.

Нужнов С.В. 1967. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., "Наука".

Нужнов С.В. 1968. Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского щита. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18. Якутск.

Нужнов С.В., Ярмолюк В.А. 1959. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. – "Сов.геол.", № 7.

Нужнов С.В., Ярмолюк В.А. 1963. Восточная часть Алданского щита и Юдомо-Майский миогеосинклинальный прогиб. – В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий. М., Госгеолтопиздат.

Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. 1970. Ред. Б.В. Ткаченко. Л., НИИГА.

Паняк С.Г., Гревцова А.П., Глушкова Г.А., Долгаль Л.С. 1975. Радиологическая история Тараташского гнейсового комплекса. – "Труды Свердл. горн. ин-та", вып. 116.

Попов Ю.Г. 1972. Дорифейские коры выветривания Патомского нагорья и продукты их переотложения. Автореф. канд. дисс. Иркутск, Иркут. ун-т.

Потороченко А.Н. 1971. Палеогеография Патомского нагорья в среднем протерозое. – В кн.: Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во.

Потороченко А.Н., Наумова Е.И. 1971. О допурпольской коре выветривания Патомского нагорья. – В кн.: Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во.

Прайс В.В., Уолтер М.Р. 1975. Строматолиты докембрия Австралии: использование во внутри- и межконтинентальной корреляции. – Тезисы докладов. Симпозиум "Корреляция докембрия". М.

Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. 1972. Петрозаводск, "Карелия".

Раабен М.Е. 1964. Строматолиты верхнего рифея Полюдова кряжа и их вертикальное распространение. – "Бюлл. МОИП, Отд. геол.", 39, вып. 2.

Раабен М.Е. 1972. Строматолиты верхнего рифея. Тунгуссиды и куссиелиды. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 217.

Раабен М.Е. 1975. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 273.

Рабкин М.И., Лопатин Б.Г. 1973. Ранний докембрий Сибирской платформы. Анабарский щит. – В кн.: Геохронология СССР, т. 1. Докембрий. Л., "Недра".

Радченко В.В., Федонкин М.А. 1974. Нижнерифейские отложения Южной части Башкирского антиклинория. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 11.

Ротарь А.Ф. 1974. Машакская свита (рифей) на Южном Урале. – "Сов. геол.", № 4.

Рябинин В.Н. 1941. Органические остатки в карбонатных породах Южной Карелии. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Карело-Финской ССР, Ленинградской и Мурманской областей, № 4, Л.

Савицкий В.Е., Демокидов К.К., Соболевская Р.Ф. и др. 1959. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. – "Труды НИИГА", 101.

Салоп Л.И. 1964. Геология Байкальской горной области, т. 1. М., "Недра".
Салоп Л.И. 1971. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита. – "Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.", 175.
Салоп Л.И. 1973. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра".
Салоп Л.И., Мурина Г.А. 1970. Возраст Бердяушского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея. – "Сов. геол.", № 6.
Салоп Л.И., Травин Л.В., Шалек Е.А. 1973. К стратиграфии и тектонике докембрия южной части Байкальского хребта (о положении анайской серии в разрезе докембрия Западного Прибайкалья). – "Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер.", 199.
Сацук Ю.И., Макарихин В.В. 1975. Органические образования среднепротерозойских пород Карелии как показатели особенности палеогеографии. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, т. 2. М., "Недра".
Семихатов М.А. 1962. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 68.
Семихатов М.А. 1966. К проблеме общей стратиграфической схемы докембрия. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 4.
Семихатов М.А. 1972. К общей стратиграфической шкале докембрия. – В кн.: Геология докембрия. М., "Наука".
Семихатов М.А. 1973. Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: состояние и перспективы. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 9.
Семихатов М.А. 1974. Стратиграфия и геохронология протерозоя. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 256.
Семихатов М.А. 1976. К вопросу о систематическом составе афебийских строматолитов Канадского щита. – В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.
Семихатов М.А., Комар Вл.А., Нужнов С.В. 1963. Расчленение и сопоставление основных разрезов рифея Сибири. – В кн.: Региональная стратиграфия СССР. М., Госгеолтехиздат.
Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н. 1970. Юдомский комплекс стратотипической местности. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 210.
Семихатов М.А., Полевая Н.И., Волобуев М.А., Казаков Г.А. 1973. Поздний докембрий Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – В кн.: Геохронология СССР, т. 1. Докембрий. Л., "Недра".
Серебряков С.Н. 1971. Строматолиты в ритмичных толщах рифея. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 10.
Серебряков С.Н. 1975. Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 200.
Серебряков С.Н., Комар Вл.А., Семихатов М.А. 1972. Зависимость морфологии рифейских строматолитов от условий их образования. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 6.
Сидоренко А.В., Чайка В.М. 1970. Значение кор выветривания для познания стратиграфии докембрия. – В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., "Наука".
Слодкевич В.С., Соколов В.А., Бутин Р.В. 1960. Протерозойские водорослевые биогермы на Южном Оленьем острове в Карелии. – ДАН СССР, 134, № 2.
Соколов В.А. 1963. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.-Л., Изд-во АН СССР.
Соколов В.А., Бутин Р.В. 1961. Новый водорослевый горизонт терригенно-карбонатной толщи ятулия в Прионежье. – ДАН СССР, 140, № 1.
Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. и др. 1970. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. – "Труды Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР", вып. 6.
Стратиграфия СССР. 1963. Верхний докембрий. М. Госгеолтехиздат.
Тугаринов А.И. 1956. Эпохи минералообразования в докембрии. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 9.
Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А. 1970. Геохронология уральского докембрия. – "Геохимия", № 4.
Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. 1966. Докембрийская геохронология материков. М., "Недра".
Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. 1970. Докембрийская геохронология материков. Изд. 2-е, перераб. М., "Недра".
Тугаринов А.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. 1965. К геохронологии юга Сибирской платформы. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 1.
Федонкин М.А. 1974. О новых находках онколитов в ямантауской серии Южного Урала. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М., "Наука".

Федоровский В.С. 1972. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). – "Труды ГИН АН СССР", вып. 236.

Хаин В.Е., Рошкован Г.Р. 1969. Развитие Африканской платформы в раннем докембрии. – "Изв. вузов. Геол. и развед.", № 5.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Яншин М.С., Бутаков Е.П. 1972. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., "Наука".

Чайка В.М. 1965. Являются ли метаморфизованные конгломераты айской свиты базальными образованиями докембрия Южного Урала. – "Сов. геол.", № 3.

Шаповалова И.Г. 1965. Значение некоторых формальных родов строматолитов среднего рифея для палеогеографических построений. – Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск.

Шаповалова И.Г. 1968. О новой группе строматолитов *Jacutophyton* из верхнего протерозоя восточного склона Алданской антеклизы. – В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, Кн. изд-во.

Шаповалова И.Г. 1974. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск, "Наука".

Шаповалова И.Г., Крылов И.Н. 1976. О новых находках строматолитов на восточном склоне Анабарского массива. – "Бюл. науч.-техн. информ. Якут. фил. СО АН СССР", февраль.

Шаповалова И.Г., Ян Жин-шин В.А. 1974. Стратиграфия рифейских отложений хребта Сетте-Дабан. – В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов. Магадан.

Шатский Н.С. 1952. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", № 1.

Шатский Н.С. 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и об объеме рифейской группы. – В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР.

Шатский Н.С. 1963. Рифейская эра и байкальская складчатость. – Избр. труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР.

Шопф Дж.У. 1975. Биостратиграфическое значение докембрийских микробиот. – Симпозиум "Корреляция докембрия". Тезисы докладов. М.

Шпак Н.С., Сурикова А.С. 1967. Досинийская кора выветривания на Алданском щите. – "Геол. и геофиз.", № 6.

Шпунт Б.Р., Нужнов С.В. 1973. О нижнем протерозое северо-востока Сибирской платформы. – "Сов. геол.", № 12.

Шуберт Ю., Фор-Мюре А., 1973. Тектоника Африки. М., "Мир".

Шуркин К.А. 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. – В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., "Наука".

Языков Н.М., Салаткин В.Н., Юшманов В.В. 1968. Стратиграфия протерозойских отложений бассейна нижнего течения реки Гонам. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 13. Якутск, Кн. изд-во.

Ярмолюк В.А. 1946. Протерозой восточной части Алданской плиты. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Хабаровск.

Anderson C.A. 1951. Older Precambrian Structure in Arizona. – "Bull. Geol. Soc. America", 62, N 11.

Anderson C.A., Blacet P.M. 1972. Precambrian geology of the Northern Bradshau mountains, Javapai county, Arizona. – "U.S. Geol. Surv. Bull.", 1336.

Anderson C.A., Blacet P.M., Silver L.T., Stern T.W. 1971. Revision of Precambrian stratigraphy in the Prescott-Jeroma area, Yavapai county, Arizona. – "U.S. Geol. Surv. Bull.", IV, N 1324-C.

Anderson C.A., Silver L.T. 1976. Javapai series – a greenstone belt. – "Arizona Geol. Soc. digest", X, March.

Baadsgaard H., Godfrey J.D. 1972. Geochronology of the Canadian shield in northeastern Alberta. II. Charles – Andrew – Colin lakes areas. – "Canad. J. Earth Sci.", 9, N 7.

Balasundaram M.S., Mahadevan T.M. 1972. Stromatolites from the Bijawars of Joga, Hoshangabad district, Madhya Pradesh. – "Rec. Geol. Surv. India," 99, pt2.

Banerjee D.M. 1971. Aravallian stromatolites from Udaipur, Rajasthan. – "J. Geol. Soc. India", 12, N 4.

Barker F., Apth J.G., Peterman Z.E., Friedman J. 1976. The 1. 7–1. 8–b. y-old trondhjemites of Southwestern Colorado and northern New Mexico: geochemistry and depths of genesis. – "Bull. Geol. Soc. Amer.", 87, N 2.

Bertrand-Sarfati J. 1972. Stromatolites columnaires du Precambrian Supérieur Sahara Nord-Occidental. Paris.

Blake D.H., Hodgson J.M., Smith P.A. 1975. Geology of the Birrindudu and Tanami 1:250 000 sheet areas, Northern Terri-

tory. – "Bur. Miner. Resour. Australia Rep.", 174.
Bottino M.L., Fullagar P.D., Fairbairn H.W. e.a., 1970. The Blue Hills igneous complexes, Massachusetts: whole rock Rb-Sr open system. – "Bull. Geol. Soc. Amer.", 81.
Button A. 1971. Early Proterosoic algal stromatolites of the Pretoria group. – "Trans. Geol. Soc. S. Africa", 74, N 2.
Button A. 1973. Algal stromatolites of the Early Proterosoic Wolkberg group, Transvaal sequence. – "J. Sediment. Petrol.", 43, N 1.
Cahen L., Delhal J., Deutsch S. 1967. Rubidium-strontium geochronology of same granitic rocks from the Kibaran belt (Central Katanga). – Koninkl. Mus. Medd. – "Africa Terv. Belgie. Ann. Geol. Weten.", N 59.
Cahen L., Lepersonne J. 1967. The Precambrian of the Congo, Rwanda and Burundi. – In: The Precambrian, 3. N.Y., Pergamon Press.
Charlot R. 1976. The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): a geochronological synthesis. – "Precambrian Res.", 3, N 3.
Choubert G., Faure-Muret A. 1968. Carte tectonique international de l'Afrique. Paris.
Church W.R., Young G.M. 1970. Discussion of the progress report of the Federal-provincial Committee on Huronian stratigraphy. – "Canad. J. Earth Sci.", 7, N 3.
Clifford T.N. 1968. Radiometric dating and pre-Silurian geology of Africa. – In: Radiometric dating for geologists. London, Intersci. Publ.
Cloud P.E., Semikhatov M.A. 1969. Proterosoic stromatolite zonation. – "Amer. J. Sci.", 267, N 11.
Compston W., Arriens P.A. 1968. The Precambrian geochronology of Australia. – "Canad. J. Earth Sci.", 5, N 3, pt 2.
Cowie J.W., Glaessner M.F. 1975. The Precambrian-Cambrian boundary: a symposium. – "Earth Sci. Revs", 11, N 3.
Crawford A.R. 1970. The Precambrian geochronology of Rajasthan and Bundelkhand, Northern India. – "Canad. J. Earth Sci.", 7, N 1.
Davidson A. 1972. The Churchill province. – In: Variations in tectonic styles in Canada. – Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, N 11.
De Cserna Z. 1971. Precambrian sedimentation, tectonics and magmatism in Mexico. – "Geol. Rundschau", 60, N 4.
Doe B.P. 1970. Evaluation of U-Th-Pb Whole-rock dating on Phanerosoic Sedimentary rocks. – "Eclog. geol. helv.", 63, N 1.
Donaldson J.A. 1963. Stromatolites in the Denault formation, Marion Lake, coast of Labrador, Newfoundland. – "Bull. Geol. Surv. Canada", 102.
Donaldson J.A. 1965. The Dabawnt group, district of Keewatin and Mackenzie. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 64–20.
Donaldson J.A. 1967. Two Proterozoic clastic sequences: a sedimentalogical comparison. – "Proc. Geol. Assoc. Canada", 18, N 1.
Donaldson J.A. 1976. Aphebian stromatolites in Canada: implication for stromatolite zonation. – In: Stromatolites. M.R. Walter (Ed.), Amsterdam.
Dow D.B., Gemuts I. 1967. Dixon Range W.A. Sh. SE/52-6. Explanatory notes. (Bur. Mineral Resources Australia. 1 : 250 000 geol. ser.). Canberra.
Dow D.B., Gemuts J. 1969. Geology of the Kimberly region, Western Australia: the East Kimberly. – "Bull. Bur. Mineral Resources Australia", 106.
Dunn P.R., Plumb K.A., Roberts H.G. 1966. A proposal for time-stratigraphic subdivision of the Australian Precambrian. – "J. Geol. Soc. Australia", 13, N 2.
Eade K.E. 1970 (1971). Geology of Ennandai lake map-area (65C), district of Keewatin. – "Geol. Surv. Canada Papers," N 45.
Ericksson K.A., Trusswell J.F. 1974. Stratotypes from the Malmani Subgroup north-west of Johannesburg, South Africa. – "Trans. Geol. Soc. S. Africa", 77, N 3.
Fairbairn H.W., Hurley P.M. 1970. Northern Appalachian geochronology as a model for interpreting ages in older Orogens. – "Eclog. geol. helv.", 83, N 1.
Farquharson R.B., Richards J.R., 1975. Isotopic remobilization in the Mount Isa tuff beds. – "Chem. Geol.", 16, N 2.
Fraser J.A., Donaldson J.A., Fahrig W.A.F., Tremblay L.P. 1970. Helikian basins and geosynclines in the Northwestern Canadian Shield. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 70–40.
Fraser J.A., Hoffman P.E., Irvine T.N., Mursky G. 1972. The Bear Province. – In: Variations in tectonic styles in Canada. Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, N 11.
Fraser J.A., Trembley L.P. 1969. Correlation of Proterozoic strata in the Northwestern Canadian shield. – "Canad. J. Earth Sci.", 6, N 1.
Geijer P. 1931. Berggrunden inon malmtrakten Kiruna – Gällivare – Pajala. – "Sver. geol. Undersokn.", ser. C, 366.
Gellatly D.C., Sofoulis J., Derrick G.M., Morgan C.M. 1974. The older Precambrian geology of the Lenard River. 1 : 250 000 sheet area, Western Australia. – "Rept Dept Mineral. and Energ. Bur. Mineral Resources, Geol., Geophys.", N 153.
Geological map of Canada 1968. Scale 1 : 5 000 000. Geol. Surv. Canada.
Goldich S.S., Lidiak E.G., Hedge C.E., Walthall F.G. 1966. Geochronology of the Midcontinent region, United States. 2.

Northern area. – "J. Geophys. Res.", 71, N 22.
Grout F.F., Broderick T.M. 1919. Organic structures in the Biwabick iron bearing formation of the Huronian in Minnesota. – "Amer. J. Sci.", 48, N 287.
Harland W.B. 1975. The two geological time scales. – "Nature", 253, N 5493.
Härme M. 1949. On the stratigraphical and structural geology of the Kemi area, northern Finland. – "Bull. Commiss. géol. Finlande", 147.
Härme M. 1972. Signs of life in Precambrian strata in Finland. – In: Services géologique du Maroc. Notes et Mémoires, N 236.
Härme M., Perttunen V. 1963. Stromatolite structures in Precambrian dolomite in Tervola, North Finland. – "Compt. rend. Soc. géol. Finlande", 35.
Hausen H. 1936. The North-Bothnian downfold. – "Acta Acad. Aboensis, Math. et Phys.", XI.
Henderson J.B. 1975. Archean stromatolites in the northern Slave Province, Northern Territories, Canada. – "Canad. J. Earth Sci.", 12, N 9.
Hills F.A., Armstrong R.L. 1974. Geochronology of Precambrian ricks in the Laramie Range and implications for the tectonic framework of Precambrian of Southern Wyoming. – "Precambrian Res.", 1, N 3.
Hodgson J.M. 1975. 1:250000 Geological series – explanatory notes. Tanami. Northern Territory. Sheet SE/52-15 Canberra.
Hoffman P.F. 1967. Algal stromatolites: use in stratigraphic correlation and paleocurrent determination. – "Science", 157, N 3792.
Hoffman P.F. 1968. Stratigraphy of the Lower Proterozoic (Aphebian) Great Slave supergroup – East Arm of Great Slave lake, district of Mackenzie. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 68–42.
Hoffman P.F. 1969. Proterosoic paleocurrent and depositional history of the East Arm fold belt, Great Slave lake, North-west Territories. – "Canad. J. Earth Sci.", 6, N 3.
Hoffman P.F. 1973a. Evolution of an early Proterozoic continental margin: the Coronation geosyncline and associated aulacogens of the northwestern Canadian shield. – "Philos. Trans. Roy. Soc.". London, A, 273.
Hoffman P.F. 1973b. Recent and ancient Stromatolites: seventy years of pedagogic cross-pollination. – In: Evolving concepts in sedimentology. Baltimore-London.
Hoffman P.F. 1974. Shallow and deepwater stromatolites in Lower Proterosoic platform-to-basin facies change. Great Slave Lake. Canada. – "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", 58, N 5.
Hoffman P.F. 1976. Environmental diversity of Middle Precambrian stromatolites. – In: Stromatolites. M.R. Walter (Ed.). Amsterdam.
Hoffman P.F., Fraser J.A., MaGlinn J.C. 1970. The Coronation geosyncline of Aphebian age, district of Mackemzie. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 70–40.
Hofmann H.J. 1969a. Attributes of stromatolites. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 69–39.
Hofmann H.J. 1969b. Stromatolites from the Proterosoic Animikie and Sibley groups, Ontario. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 68–69.
Hofmann H.J. 1971. Precambrian fossils, pseudofossils and problematica in Canada. – "Geol. Surv. Canada Bull.", 189.
Hofmann H.J. 1973. Stromatolites: characteristics and utility. – "Earth Sci. Revs", 9, N 3.
Knight S.H. 1968. Precambrian stromatolites, bioherms and reefs in the lower half of the Nash formation, Medicin Bow Mountains, Wyoming. – "Contrib. Geol. Univ. Wyoming", 7, N 2.
Kouvo O., Tilton G.R. 1966. Mineral ages from the Finnish Precambrian. – "J. Geol.", 74.
Lanphere M.A. 1968. Geochronology of the Yavapai series of Central Arizona. – "Canad. J. Earth Sci.", 5, N 3, pt 2.
Livingston D.E., Damon P.E. 1968. The ages of stratified Precambrian rock sequences in Central Arizona and Northern Sonore. – "Canad. J. Earth Sci.", 5, N 3, pt 2.
Lotze Fr., Schmidt K. 1966. Präkambrium I. Teil. Nördliche Halbkugel. Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag.
Mc Dougall J., Dunn P.R., Compston W. e.a. 1965. Isotopic age determinations of Precambrian rocks of the Carpentaria region, Northern Territory, Australia. – "J. Geol. Soc. Australia", 12, N 1.
McLaren D.J. 1972. Report from the Committee on the Silurian – Devonian boundary to the President of the Commission on Stratigraphy. – "JUGS Geol. News", N 4.
Menchikoff N. 1946. Les formations à stromatolithes dans le Sahara occidental. – "Bull. Soc. géol. France", 16, f. 7–9.
Metzger A. 1924. Die Jatulischen Bildungen von Supjärvi in Ostfinland. – "Bull. Commiss. géol. Finlande", N 64.
Mikkola A. 1949. On the geology of the area north of the Gulf of Bothnia. – "Bull. Commiss. géol. Finlande", N 146.
Money P.L., Bear A.I., Scott B.P., Wallis R.H. 1970. The Wollastone Lake Belt, Saskatchevan, Manitoba, Northern Territories. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 70–40.
Mukherjee A.C., Stauffer M.R., Baadsgaard H. 1971. The Hudsonian orogeny near Flin Flon, Manitoba: a tentative inter-

pretation of Rb/Sr and K/Ar ages. – "Canad. J. Earth Sci.", 8, N 8.
Perttunen V. 1970. Banding of stromatolites. – In: Palaeogeophysics. Runcorn S.K. (Ed.). London – N.Y., Acad. Press.
Peterman Z.E. 1966. Rb-Sr dating of Middle Precambrian metasedimentary rocks of Minnesota. – "Bull. Geol. Soc. America", 77, N 10.
Peterman Z.E., Hedge C.E. 1968. Chronology of Precambrian event in the Front Range, Colorado. – "Canad. J. Earth Sci.", 5, N 3, pt 2.
Peterman Z.E., Hedge C.E., Bladdock W.A. 1968. Age of Precambrian events in the Northeastern Front Range, Colorado. – "J. Geophys. Res.", 73, N 6.
Peterman Z.E., Zartman R.E., Sims P.K. 1976. Old Precambrian W gneisses in Northern Michigan. – The 22-nd Annual Inst. on Lake Superior Geol. St. Paul.
Pichamuthu C.S. 1971. Precambrian geochronology of Peninsular India. – "J. Geol. Soc. India", 12, N 3.
Plumb K.A., Brown M.C. 1973. Revised correlations and stratigraphic nomenclature in the Proterozoic carbonate complex of the McArthur group, Northern Territory. – "Bull. Bur. Mineral Resources Geol., Geophys". Australia, N 139.
Plumb K.A., Derrick G.M. 1976. Geology of the Proterozoic rocks of the Kimberley to Mount isa region. – In: Economic geology of Australia and Papua New Guinea. Canberra.
Preiss W.V. 1976. Proterizoic stromatolites from the Nabberu and Officer basins, Western Australia, and ther biostratigraphic significance. – "Geol. Surv. S. Australia, Rept Invest.", 47.
Priem H.N.A., Boelrjik N.M., Hebeda E.H. e. a. 1973. Rb-Sr investigation on Precambrian granites, granitic gneisses and acidic metavolcanics in Central Telemark: metamorphic reseting of Rb-Sr Whole Rocks systems. – "Norge geol. undersokn.", N 289.
Ramon H.V., Van Schmus W.R. 1974. Geochronology of some Precambrian rocks of the Southern Front Range, Colorado. – "Bull. Geol. Soc. America", 85, N 1.
Richards J.R., Berry H., Rhodes J.M. 1966. Isotopic and lead-alpha ages of some Australian zircons. – "J. Geol. Soc. Australia", 13, N 1.
Roscoe S.M. 1969. Huronian rocks and uraniferous conglomerates. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 68–40.
Rutten M.G. 1971. Origin of life, Amsterdam, London, N.Y., Elsevier Publ. Co.
Sakho M. 1971. Varhais-karjalaisten metadiabaasien radiometrisiä zirkoni-ikiä. – "Geologi", N 9–10.
Sassano G.P., Baadsgaard H., Morton R.D. 1972. Rb-Sr isotopic systematics of the Boot Bay gneiss, Donald Lake gneiss and pegmatite dykes from the Fay Mine, NW Saskathchewan. – "Canad. J. Earth Sci.", 9, N 11.
Sassano G.P., Baadsgaard H., Burwash R.A. 1974. Rb-Sr age of the late-kinematic phase of the Hudsonian orogeny in the Beaverlodge area, Sackatchewan. – "Canad. Earth Sci.", 11, N 5.
Schopf J.W. 1975. Precambrian paleobiology: problems and perspectives. – "Annual Rev. Earth and Planet. Sci.", 3, N 1975.
Schopf J.W., Oehler D.Z., Horodyski R.J., Kvenvolden H.A. 1971. Biogenecity and significance of the oldest known stromatolites. – "J. Palaeontol.", 45, N 3.
Sederholm J.J. 1932. On the geology of Fennoscandia. – "Bull. Commiss. géol. Finlande", N 98.
Semikhatov M.A. 1976. Experience in stromatolite studies in the USSR. – In: Stromatolites, M.R. Walter (Ed.) Amsterdam.
Shride A.F. 1967. Younger Precambrian geology of Southern Arizona. – "U.S. Geol. Surv. Profess. Papers", 566.
Silver L.T. 1967. Apparent age relations in the older Precambrian stratigraphy of Arizona. – In.: Geochronology of Precambrian Stratified rocks. Abstracts. Edmonton.
Silver L.T. 1968. Precambrian batholites of Arizona (Abstr.). – "Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.", 121.
Simonen A. 1971. Das finische Grundgebirge. – "Geol. Rundschau", 60, N 4.
Sims P.K. 1976. Presidential adress. Precambrian tectonics and mineral deposits, lake Superior region. – "Econ. geol.", 71, N 6.
Sims P.K., Peterman L.E. 1976. Geology and Rb-Sr ages of reactivated Precambrian gneisses and granite in the Marenisco-Watersmeet area, Northern Michigan. – "J. Research U.S. Geol. Surv.", 4, N 4.
Sinha A.K. 1970. Model lead and radiometric ages from the Churchill provice, Canadian Shield. – "Geochim. et cosmochim. acta", 34.
Stern T.W., Newell M.F., Hunt C.B. 1966. Uranium-lead and potassium-argon ages of parts of the Amargosa thust complex, Death Valley, Califomia. – "U.S. Geol. Surv. Profess. Papers", N 550–B.
Stockwell C.H. 1964. Fourth report on structural provinces, orogenies and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian shield. – "Geol. Surv. Canada Papers", 64–17.
Stockwell C.H. 1968. Geochronology of stratified rocks of the Canadian shield. – "Canad. J. Earth Sci.", 5, N 3, pt 2.
Stockwell C.H., McGlynn J.C., Emslie R.F. e.a. 1970. Geology of the Canadian shield. – In: Geology and Economic Minerals of Canada. Ottawa.
Truswell J.F., Eriksson K.A. 1972. The morphology of stromatolites from the Trans-

waal. Dolomite north-west of Johanesburg South Africa. – "Trans. Geol. Soc. S. Africa", 75, pt 2.

Truswell J.F., Eriksson K.A. 1973. Stromatolitic association and their paleo-environmental significance: a re-appraisal of a Lower Proterozoic locality from the Northern Cape province, South Africa. – "Sediment. Geol.", 10, N 1.

Van Schmus W.R., Thurman E.M., Peterman Z.E. 1975. Geology and Rb-Sr chronology of Middle Precambrian rocks in Eastern and Central Wisconsin. – "Bull. Geol. Soc. Amer.", 86, N 9.

Walpole B.P., Crohn P.W., Dunn P. R., Randall M.A. 1968. Geology of the Katerin-Darvin region, Northern Territory. – "Bull. Bur. Mineral Resources Australia", 82.

Walter M.R., 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian. – "Spec. Papers in Paleontol.", London, N 11.

Walter M.R., Preiss W.V. 1972. Distribution of stromatolites in the Precambrian and Cambrian of Australia. – In: Precambrian Geology. – Intern. Geol. Congr., XXIV sess. Montreal.

Wanless R.K., Stevens R.D., Lachance G.R., Rimsaite J.Y. 1966. Age determination and geological studies. K-Ar isotopic ages. Rept 6. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 65–17.

Wanless R.K., Stevens R.D., Lachance G.R., Edmonts C.M. 1967. Age determinations and geological studies. K-Ar isotopic ages. Rept 7. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 66–17.

Wanless R.K., Stevens R.D., Lachance G.R., Edmonts C.M. 1968. Age determination and geological studes. K-Ar isotopic ages. Rept 8. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 67-2, pt A.

Wanless R.K., Lowering W.D. 1972. Rubidium-strontium isochron age studies. Rept 1. – "Geol. Surv. Canada Papers", N 23.

Wasserburg G.J., Lanphere M.A. 1965. Age determinations in the Precambrian of Arizona and Nevada. – "Bull. Geol. Soc. America", 76, N 7.

Weber W., Anderson R.K., Clark G.S. 1975. Geology and geochronology of the Wollastone Lake fold belt in Nortwestern Manitoba. – "Canad. J. Earth Sci.", 12, N 10.

Welin E., Christiansson K., Nilsson O. 1970. Rb-Sr age dating of intrusive rocks of the Haparanda suite. – "Geol. fören. i Stockholm Förhandl.", 92.

Wetherill G.W., Kouvo O., Tilton G.R., Gast P.W. 1962. Age measurements on rocks from the Finnish Precambrian. – "J. Geol.", 70.

Wilson E.D. 1939. Pre-Cambrian Mazatsal revolution in Central Arizona. – "Bull. Geol. Soc. America", 50, N 8.

Winter H. de la R. 1963. Algal structures in the sediments of the Ventersdorp system, – Trans. Geol. Soc. S. Africa," 66.

Young G.M. 1970. An extensive Early Proterozoic glaciation in North America? – "Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.", 7, N 2.

Young G.M. 1973. Tillites and aluminous quartzites as possible time markers for Middle Precambrian (Aphebian) rocks of North America. – "Geol. Assoc. Canada Spec. Paper", N 12.

Young R.B., Mendelson E. 1948. Domed algal growth in the Dolomite series of South Africa with associated fossil remains. – "Trans. Geol. Soc. S. Africa", 51, N 1.

ОБЪЯСНЕНИЕ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Таблица I

Фиг. 1. *Calevia olenica* (Rjab.); микроструктура, шлиф 27–21, × 5, Южный Олений остров, Главный карьер, 285-й метр
Фиг. 2 *Butinella ambigua* Mak., gr. et f. nova, микроструктура, шлиф 27–35, ×19, Южный Олений остров, Главный карьер, 169-й метр
Фиг. 3, 5, 6. *Klimetia marginata* Mak., gr. et f. nova, Южный Олений остров, Главный карьер, юго-западный борт. 3 – шлиф 323, осевое сечение, ×20, в периферической части столбика видны радиально ориентированные следы водорослевых нитей; 4 – шлиф 24 (326), × 6, осевое сечение столбика; 6 – характер распределения столбиков в породе, шлиф 24 (326), натуральная величина, сечение перпендикулярно слоистости
Фиг. 4. *Klimetia torosa* Mak., gr. et f. nova. Южный Олений остров, Главный карьер, юго-западный борт, шлиф 25 (330), × 3, осевое сечение столбика
Фиг. 7. *Kareliana zonata* Korde, 1965, принимавшая участие в постройке столбиков *Klimetia*, Южный Олений остров, Главный карьер, юго-западный борт, шлиф 324, ×106

Таблица II

Фиг. 1. *Paniscollenia clivosa* Mak., gr. et f. nova. Внешний вид постройки, Южный Олений остров, Главный карьер, 116-й метр
Фиг. 2. *Klimetia torosa* Mak., gr. et f. nova. Продольное сечение через столбики. Шлиф 25 (330), ×3. Южный Олений остров, Главный карьер, 68-й метр
Фиг. 3. *Butinella boreale* Mak., gr. et f. nova. Осевое сечение столбиков. Обр. 27, тип формы, нат. вел. Южный Олений остров, Главный карьер, 470-й метр
Фиг. 4. *Sundia muris* (But.). Структура строматолитовых наслоений на участке ветвления. Шлиф 30 (931), × 6,3. Южный берег оз. Сундозера, близ пос. Райгуба

Таблица III

Nordia laplandica Kryl. et Pertt. Карбонатные толщи сфебия, Северо-Западная Финляндия

Фиг. 1. Структура слоев
Фиг. 2, 3. Структура слоев и характер бокового ограничения
Фиг. 4. Общий вид столбика в породе. Увеличение: 1, 3 – в 8 раз, 2 – в 4 раза, 4 – в 2 раза. 1, 2 – обр. 4000 (4471/1), тип формы, район фермы Оллитерво; 3,4 – обр. 4471/53, район Иоуттиаапа

Таблица IV

Структура слоев *Collumnacollenia rantamaa* Kryl. et Pertt. Карбонатные толщи. Северо-Западная Финляндия, карьер Рантамаа

Фиг. 1. Обр. 4471/28, тип формы, ×8
Фиг. 2. Обр. 4471/30, × 4
Фиг. 3,4. Обр. 4471/26, × 8

Таблица V

Collumnaefacta asymmetrica Kryl. et Pertt. Карбонатные толщи. Северо-Западная Финляндия, район Коркеамаа, обр. 4471/36, тип формы

1,2 – общий вид столбиков, × 2; 3 – структура слоев, × 8; 4 – структура слоев и боковое ограничение, × 4

Таблица VI

Структура слоев *Omachtenia kvartsimaa* Kryl. et Pertt. (1, 2) и *Omachtenia* sp. (3, 4). Карбонатные толщи, Северо-Западная Финляндия

Фиг. 1, 2 – обр. 4471/15, карьер Кварцимаа
Фиг. 3, 4 – обр. 4471/41, район Саарайоки. Увеличение 1, 3 – в 4 раза, 2, 4 – в 8 раз

Таблица VII

Структура слоев *Stratifera elongata* Kryl. et Pertt. (1 2) и конически-слоистых образований из карбонатных толщ, Северо-Западная Финляндия

Фиг. 1,2 – обр. 4471/57
Фиг. 3 – обр. 4471/20
Фиг. 4 – обр. 4471/24. Увеличение: 1, 3, 4 – в 2 раза, 2 – в 8 раз

Таблица VIII

Фиг. 1,2 – столбчатые строматолиты неясной систематической принадлежности: 1 – обр. 1814/14 ИГУ, характер столбиков в шлифе (а – столбики, б – вмещающая порода), × 6, николи +, 2 – форма и характер расположения столбиков; пришлифовка, уменьшено в 2 раза
Фиг. 3,4 – *Segosia (?) minija* Dol., тип формы, обр. 1814/10 ИГУ: 3 – характер наслоения. Шлиф × 10; 4 – форма и характер расположения столбиков. Пришлифовка, уменьшено в 2 раза

Таблица IX

Фиг. 1–4. *Stratifera hearnica*, f. nova, обр. 4313/26: 1 – общая форма наслоения, × 1,9; 2 – микроструктура, × 12; 3 – микроструктура, × 20; 4 – микроструктура, × 40

Таблица X

Фиг. 1–5. *Stratifera kahochella*, f. nova: 1 – общая форма наслоений, × 1,9, обр. 4313/23; 2 – микроструктура, × 20, обр. 4313/125; 3 – микроструктура, × 40, обр. 4313/124; 4 – микроструктура, × 20, обр. 4313/123; 5 – микроструктура, × 40, обр. 4313/23
Фиг. 6. *Stratifera laxa*, f. nova, микроструктура, × 20, обр. 4313/56

Таблица XI

Фиг. 1–4. *Stratifera laxa*, f. nova, обр. 4313/51: 1 – общая форма наслоений, × 1,9; 2 – микроструктура, × 20; 3 – микроструктура, × 12; 4 – микроструктура, × 40

Таблица XII

Фиг. 1–4. *Stratifera tenica*, f. nova, обр. 4313/18: 1 – общая форма наслоений, × 1,9; 2 – микроструктура, × 20; 3 – микроструктура, × 20; 4 – микроструктура и характер наслоения, × 12

Таблица XIII

Фиг. 1–7. *Asperia aspera*, gr. et f. nova, обр. 4313/50: 1 – общий характер постройки и форма наслоений, × 1,9; 2 – микроструктура, × 40, обр. 4313/50; 3,4 – микроструктура, × 12, обр. 4313/50; 5 – микроструктура, × 12, обр. GSC 13 133; 6 – общий характер постройки, нат. вел., обр. GSC 13 133; 7 – микроструктура, × 40, обр. 4313/50

Таблица XIV

Фиг. 1–4. *Externia externa*, gr. et f. nova: 1 – общий вид столбиков и характер наслоений, × 1,9, обр. 4313/119; 2 – микроструктура, × 40, обр. 4313/19; 3 – микроструктура, × 12, обр. 4313/19; 4 – микроструктура, × 20, обр. 4313/19

Таблица XV

Фиг. 1–4. *Conophyton biformatum*, f. nova, обр. 4313/21: 1 – общий характер наслоения и осевой зоны, × 1,9; 2, 3 – микроструктура, × 20; 4 – строение осевой зоны и микроструктура, × 12

Таблица XVI

Фиг. 1–4. *Conophyton minusculum*, f. nova обр. 4313/59: 1 – общая форма столбиков и характер наслоений, × 1,9; 2 – строение осевой зоны, × 12; 3,4 – микроструктура, × 20; 5 – общая форма столбиков, нат. вел.

Таблица XVII

Фиг. 1, 2. *Conophyton infernum*, f. nova: 1 – микроструктура, × 20, обр. 4313/29; 2 – микроструктура, × 20, обр. 4313/129
Фиг. 3,4. *Jacutophyton inferum*, f. nova микроструктура, × 20, обр. 4313/132

Таблица XVIII

Фиг. 1, 2, 3. *Jacutophyton inferum*, f. nova, обр. 4313/28: 1 – общая форма столбиков и характер наслоений, × 1,9; 2 – микроструктура, × 20; 3 – строение осевой зоны и микроструктура, × 12

Таблица XIX

Фиг. 1–5. *Confunda confuta*, gr. et f. nova: 1 – общая форма столбиков, нат. вел., обр. 4313/58; 2 – микроструктура, × 20, обр. 4313/134; 3 – общий характер наслоений и бокового ограничения, × 1,9, обр. 4313/58; 4 – боковое ограничение столбиков, × 12, обр. 4313/58; 5 – микроструктура, × 20, обр. 4313/58

Таблица XX

Фиг. 1–2. *Discorsia discorsa*, gr. et f. nova, обр. 4313/49: 1 – общая форма столбиков, нат. вел.; 2 – общий характер наслоений и бокового ограничения, × 1,9

Таблица XXI

Фиг. 1–2. *Discorsia discorsa*, gr. et f. nova, обр. 4313/49: 1 – микроструктура, × 12; 2 – микроструктура, × 20
Фиг. 3. *Kussoidella* f. indet., обр. 4313/64, общий характер столбиков, нат. вел.

Таблица XXII

Фиг. 1–4. *Kussoidella limata*, gr. et f. nova; 1 – общая форма столбиков, нат. вел., обр. 4313/135; 2 – общий характер наслоений и бокового ограничения, × 1,9, обр. 4313/33; 3 – микроструктура, × 20, обр. 4313/136; 4 – микроструктура и боковое ограничение столбика, × 12, обр. 4313/33

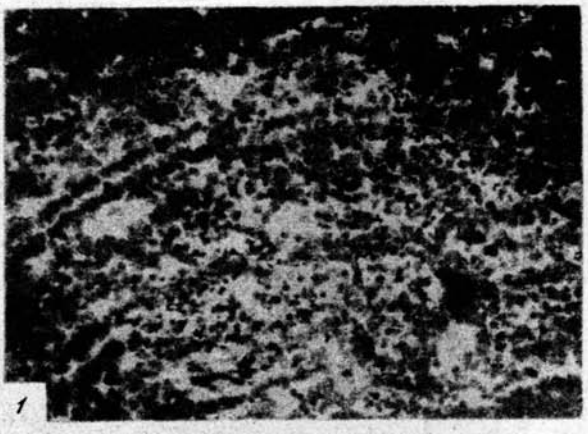
Таблица XXIII

Фиг. 1–3. *Pilbaria perplexa* Walt., обр. 4313/95: 1 – общий характер наслоений и бокового ограничения столбиков, × 1,9; 2 – микроструктура и боковое ограничение столбика, × 12; 3 – микроструктура, × 20
Фиг. 4. *Vertexa termina*, gr. et f. nova, микроструктура во внутренней части столбика, × 20, обр. 4313/31

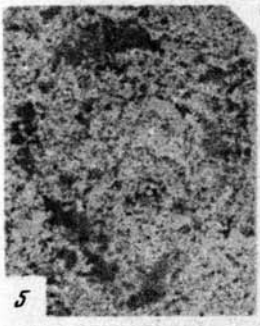
Таблица XXIV

Фиг. 1–4. *Vertexa termina*, gr. et f. nova, обр. 4313/31: 1 – общая форма столбиков, нат. вел.; 2 – микроструктура в периферической части столбика, × 20; 3 – общий характер наслоений и боковое ограничение, × 1,9; 4 – облекающие слои и микроструктура, × 12

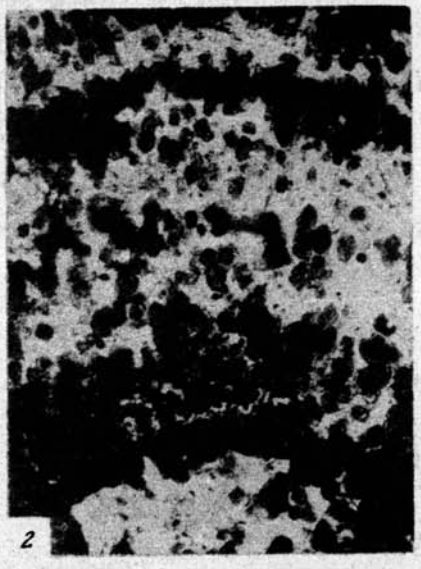
4



1



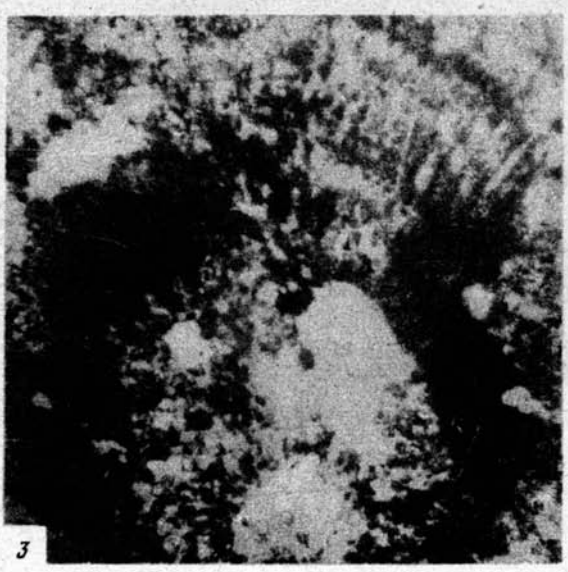
5



2

6

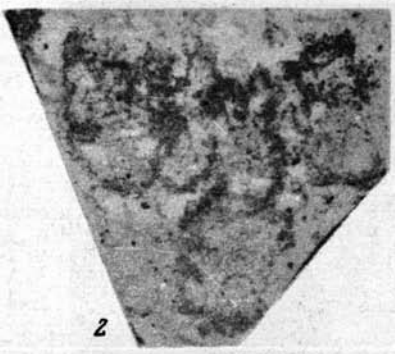
7



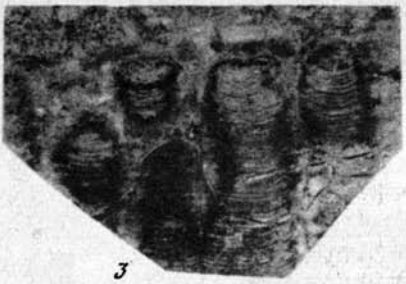
3

½12 812

1



2



3

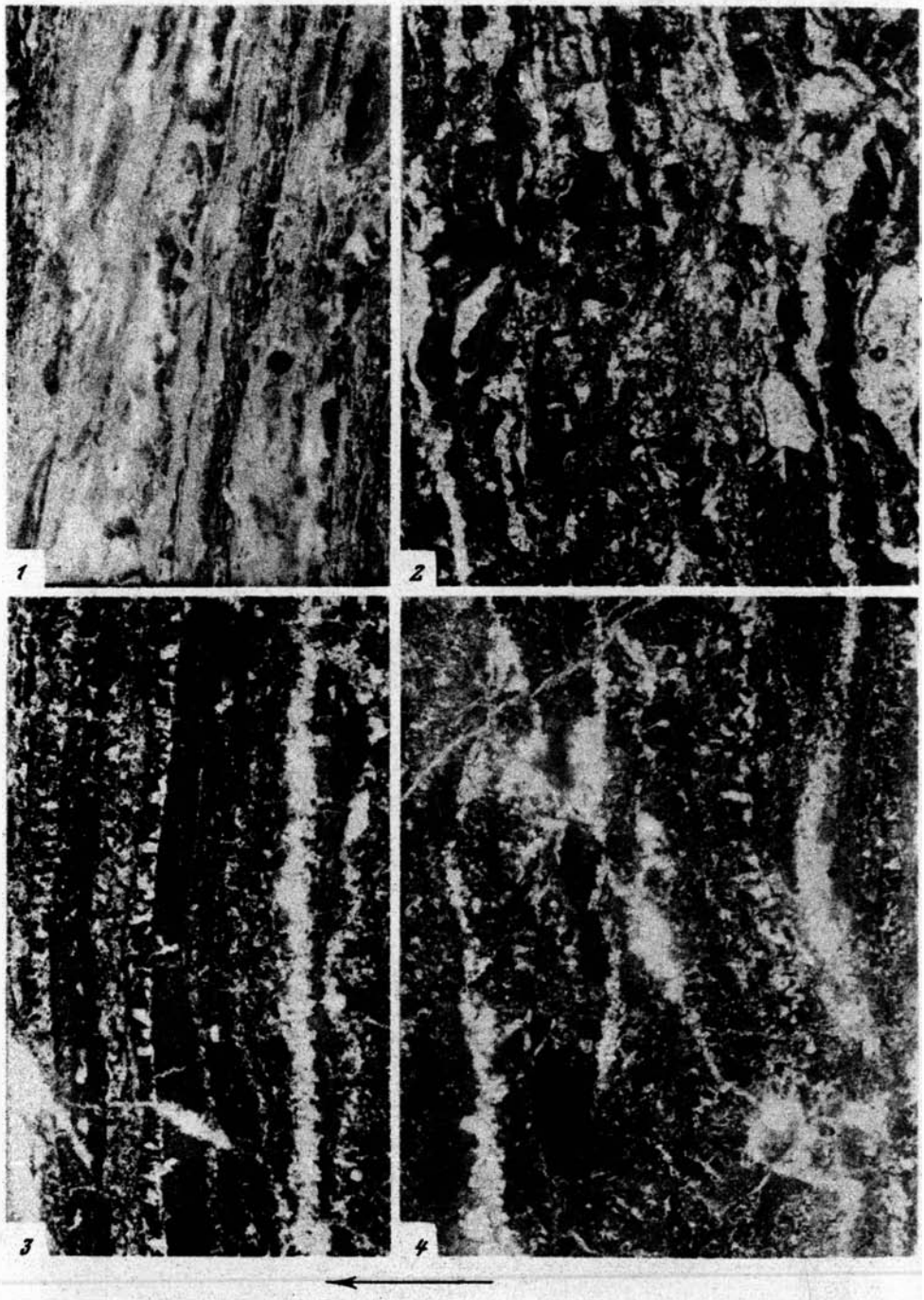
4

1

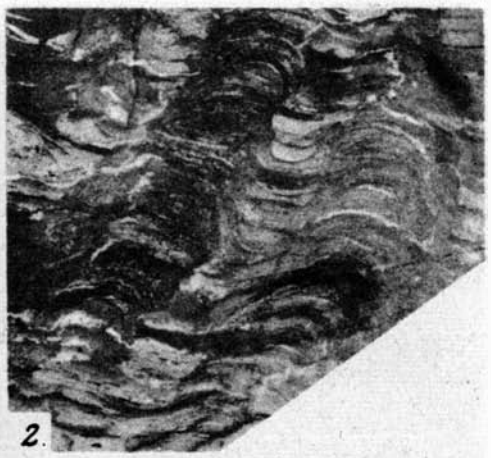
2

3

4


1
2
3
4

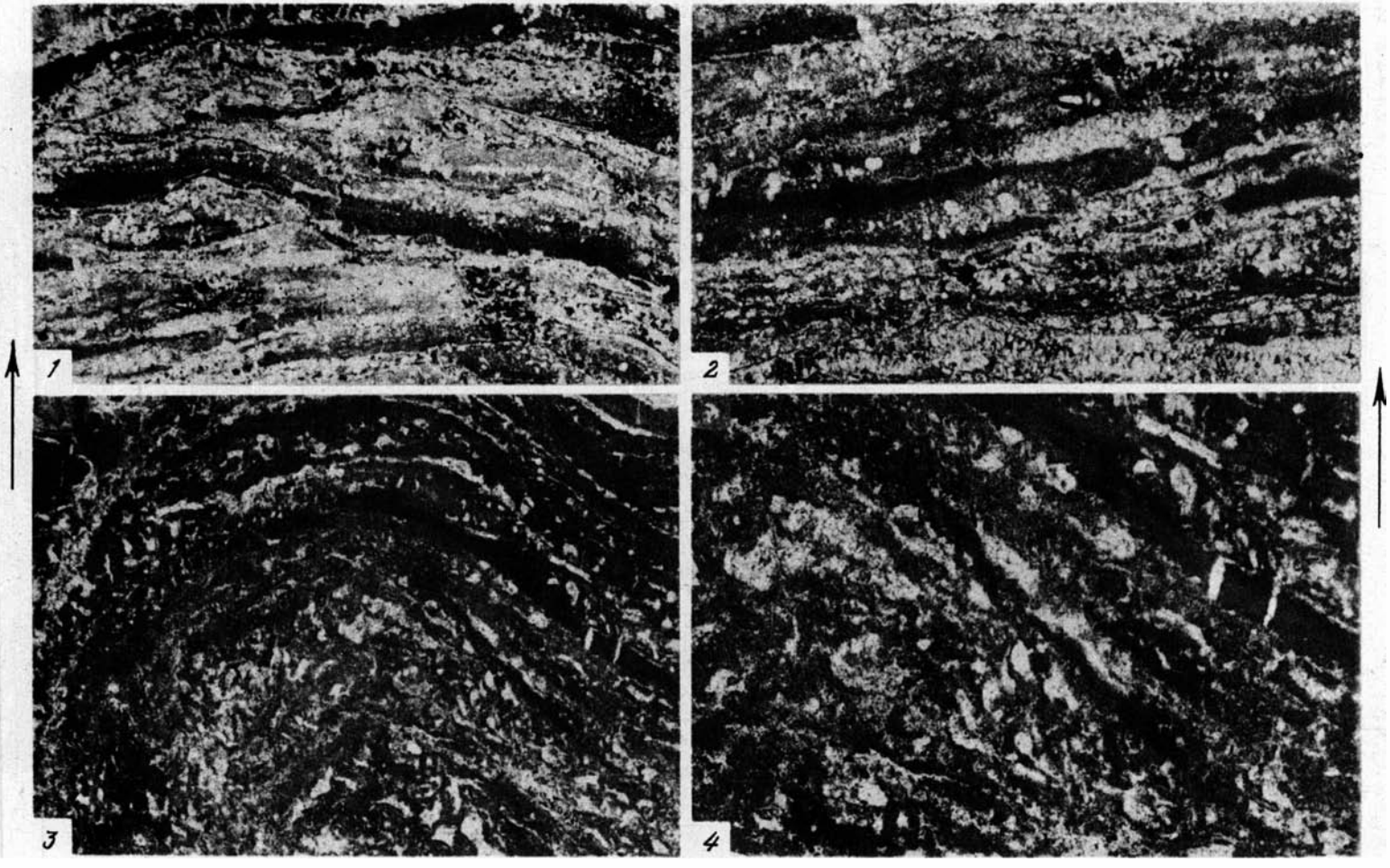
1

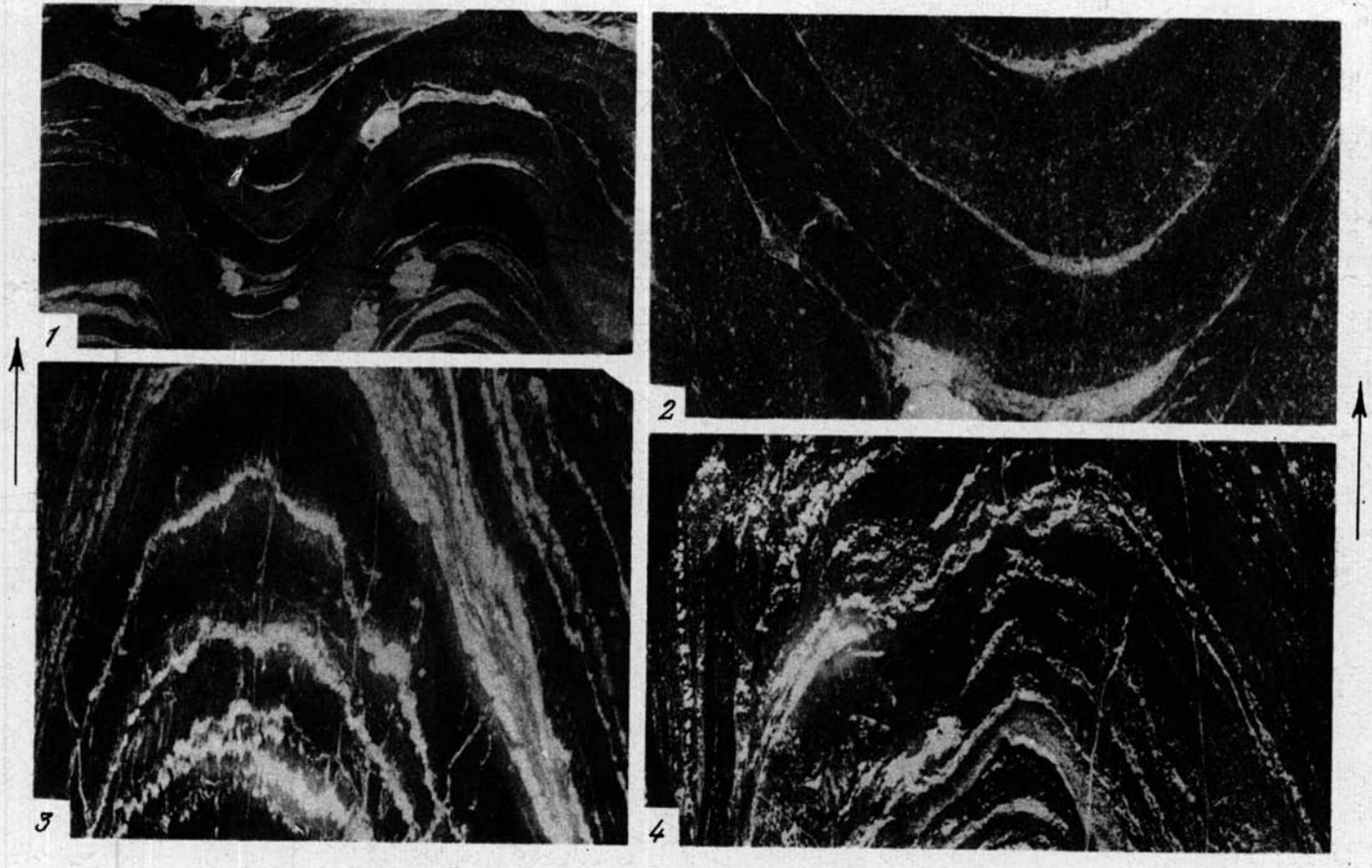


2

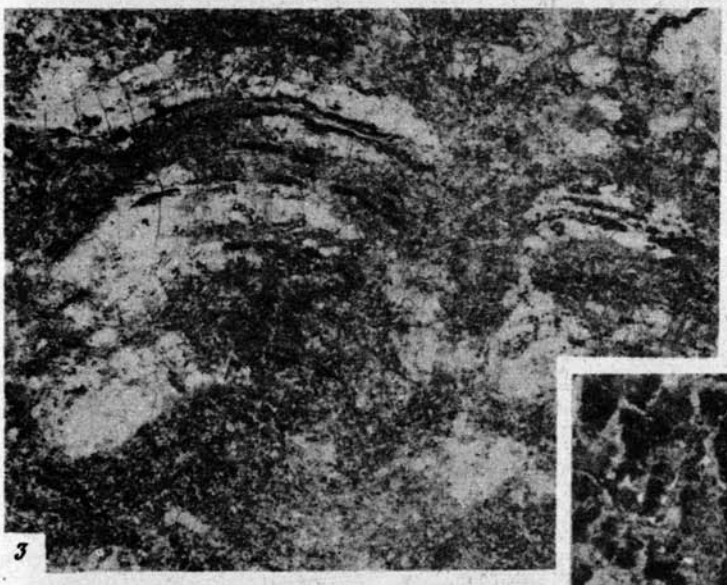
3

4

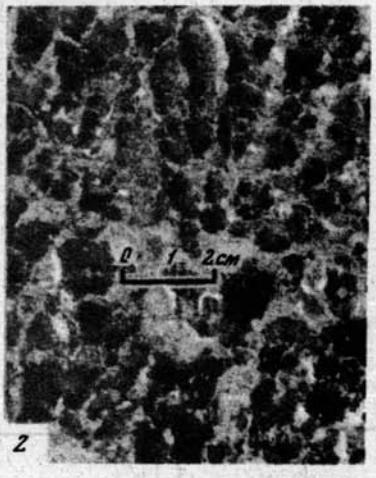

1
2
3
4


1
2
3
4

1



3

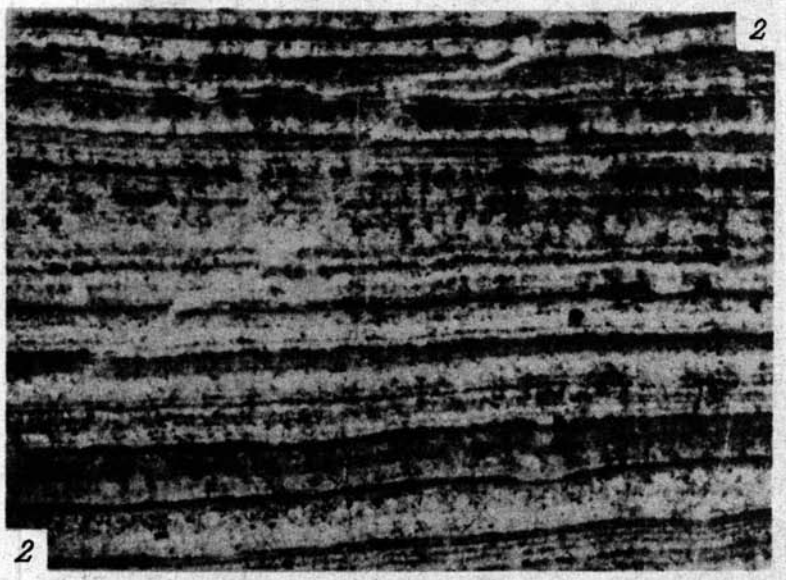


2

4

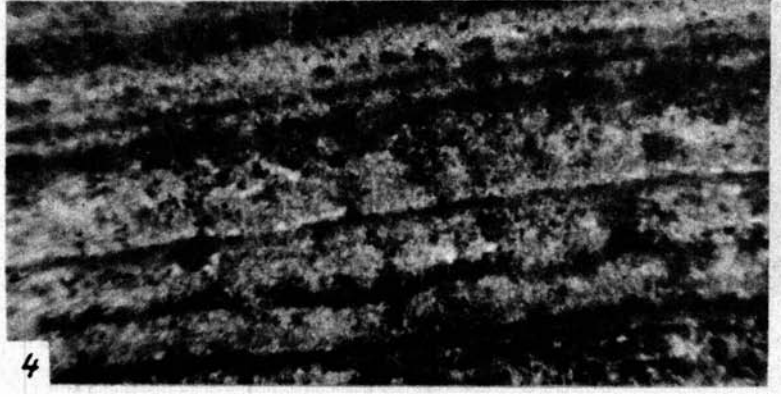
½12 812

1

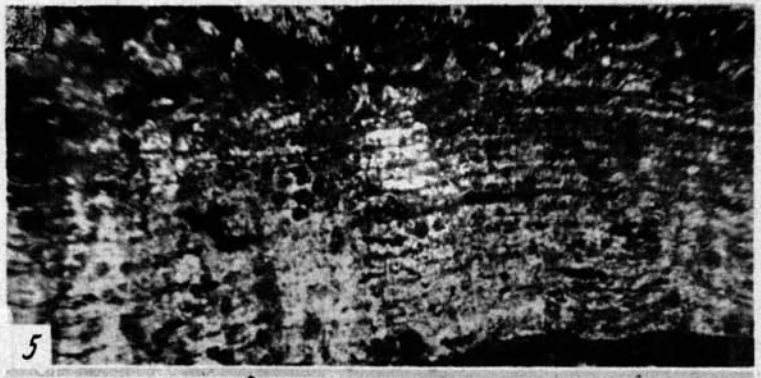


2

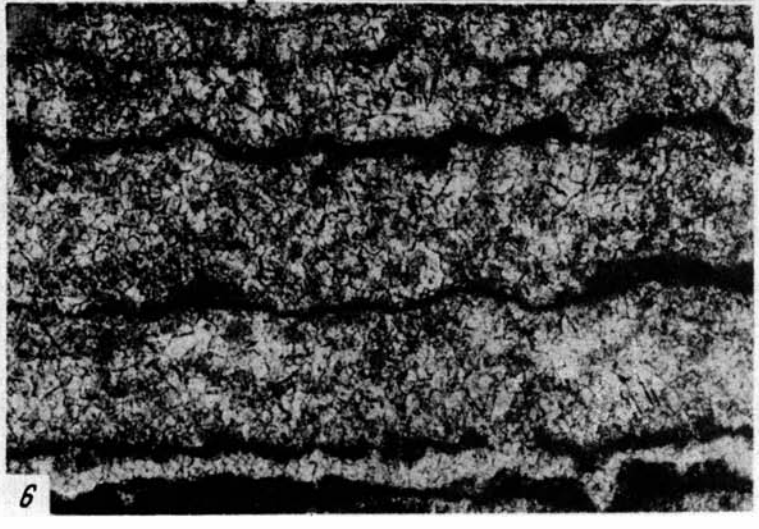
3



4

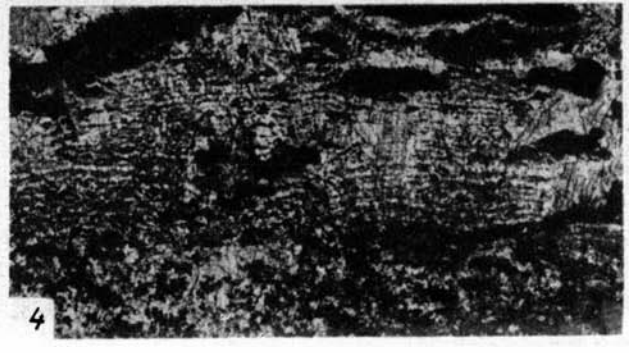

5

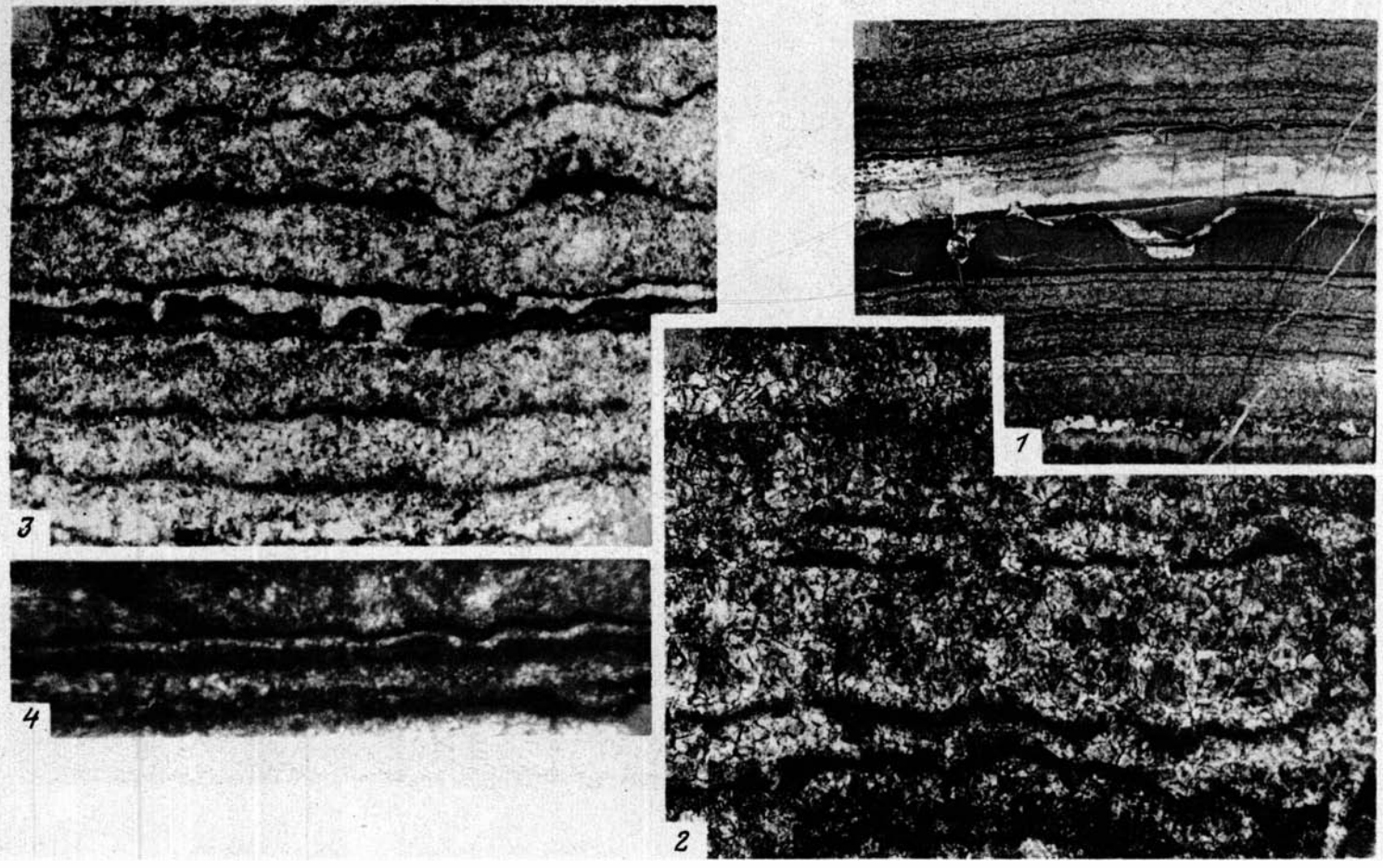
1


6

3

2

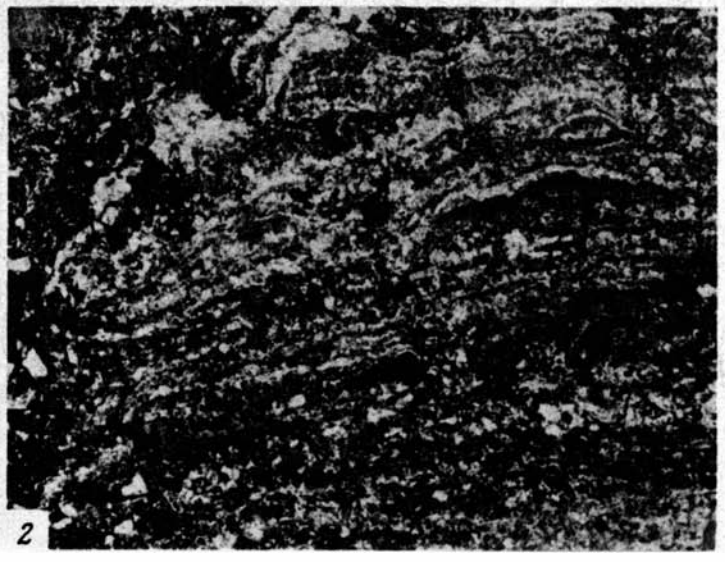

4


3
1
2
4

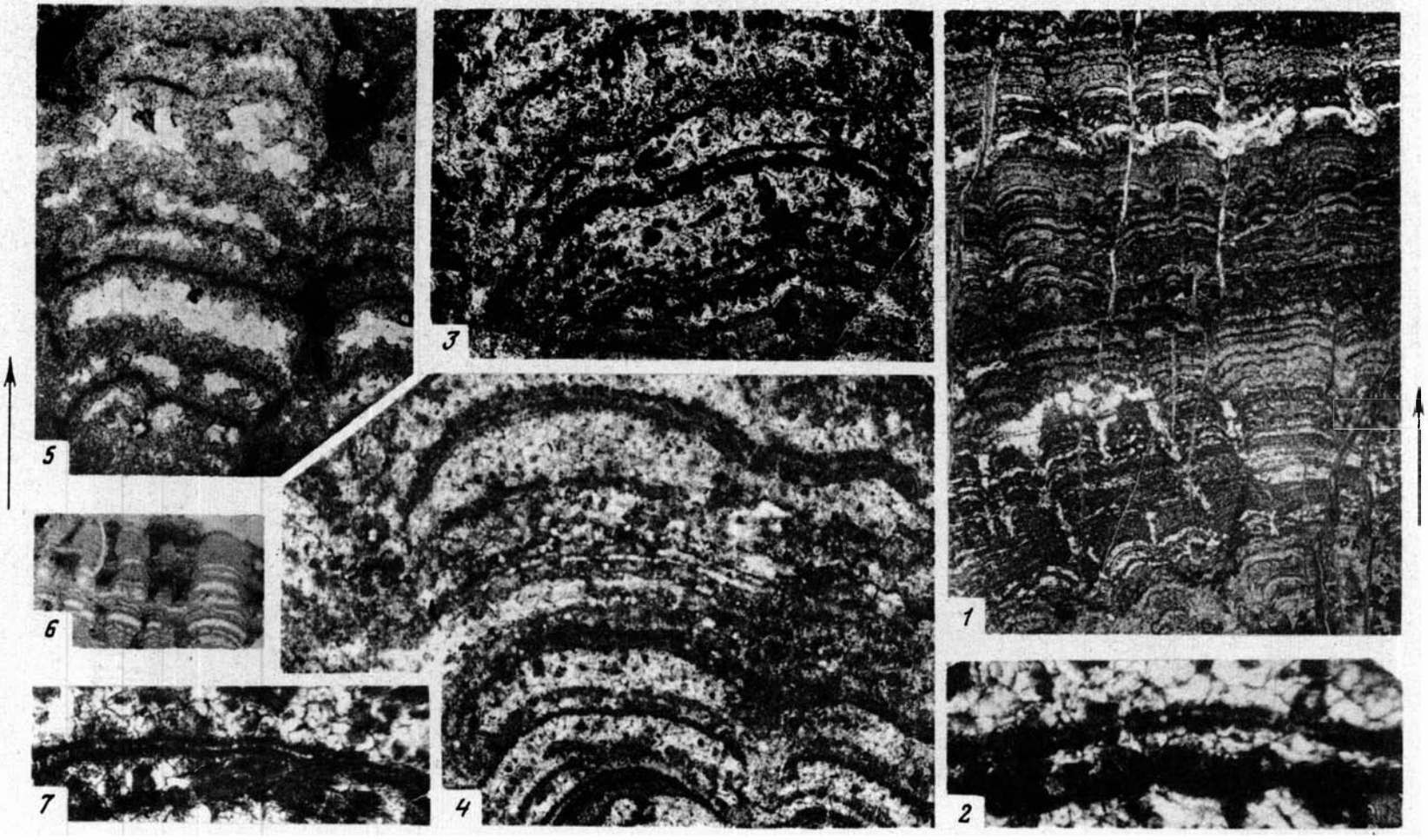
3

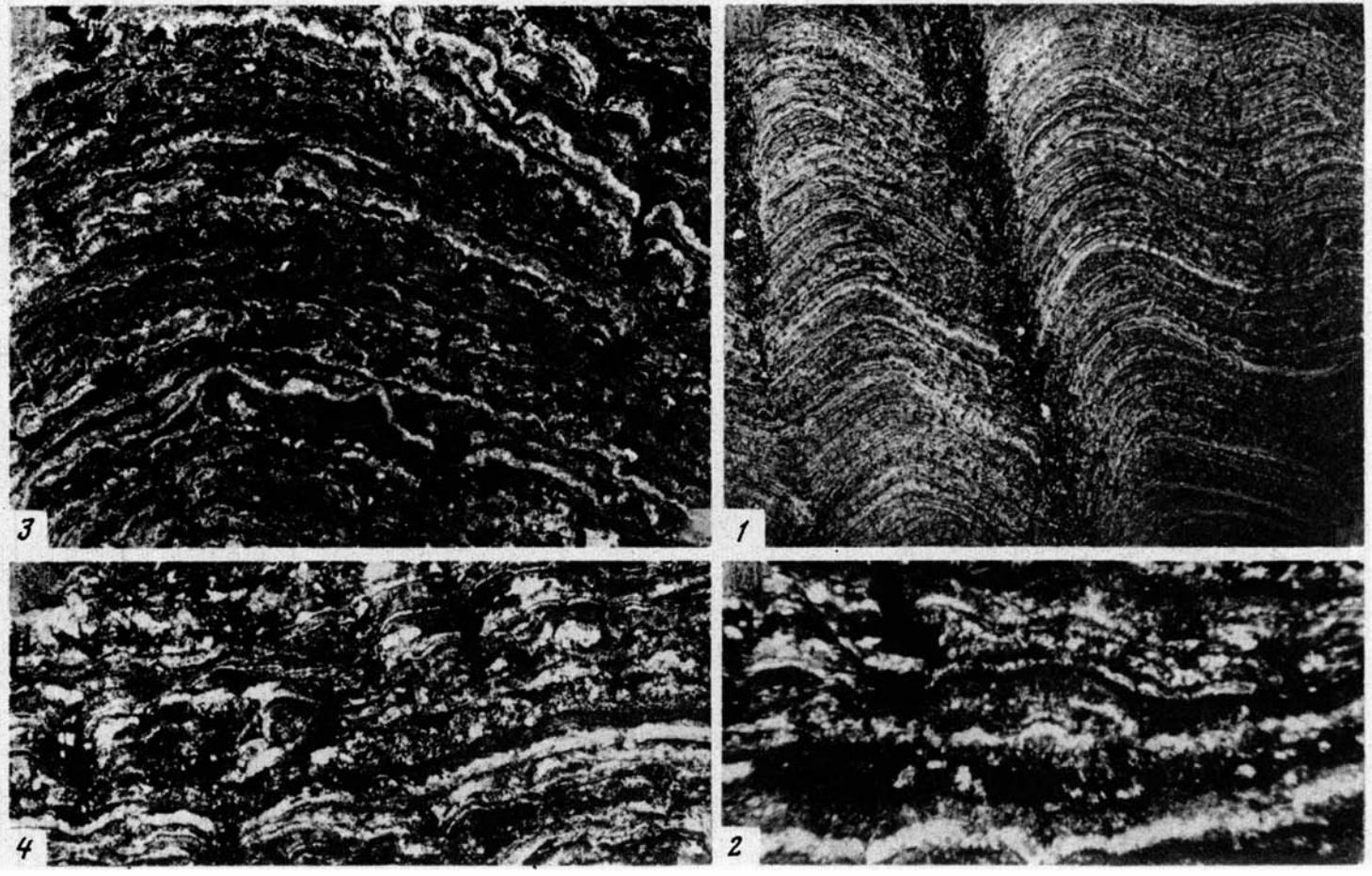
1

4



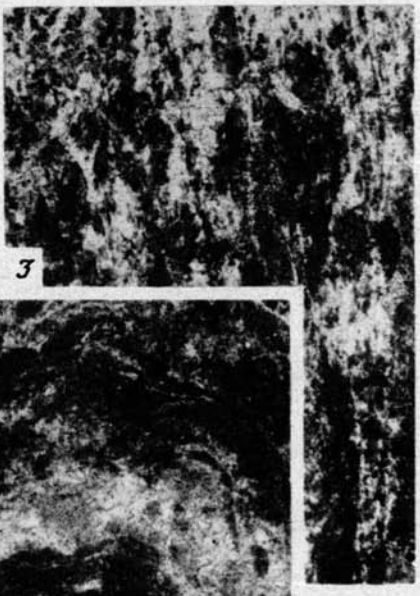
2


5
3
1
6
4
7
2


3
1
4
2

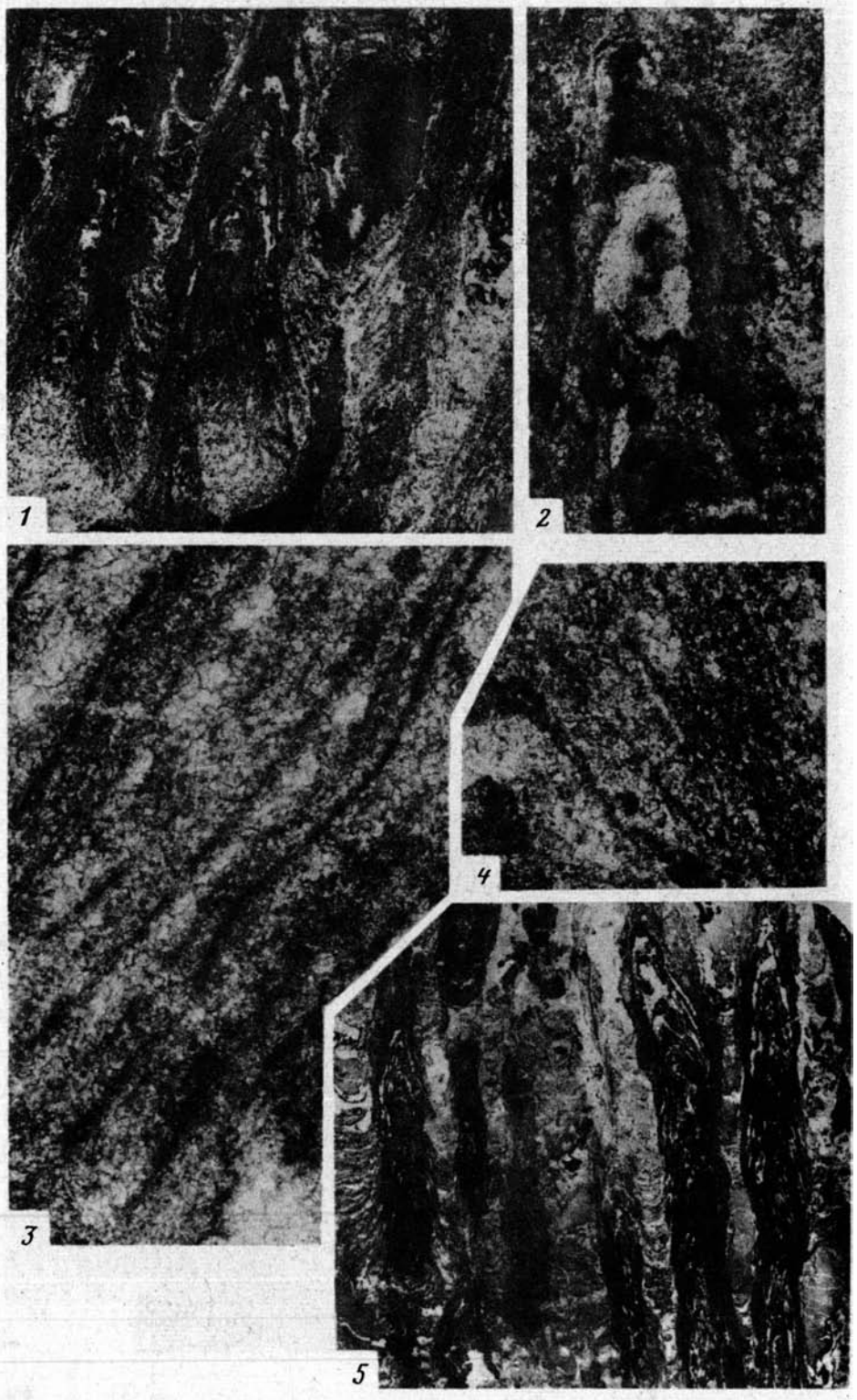
1

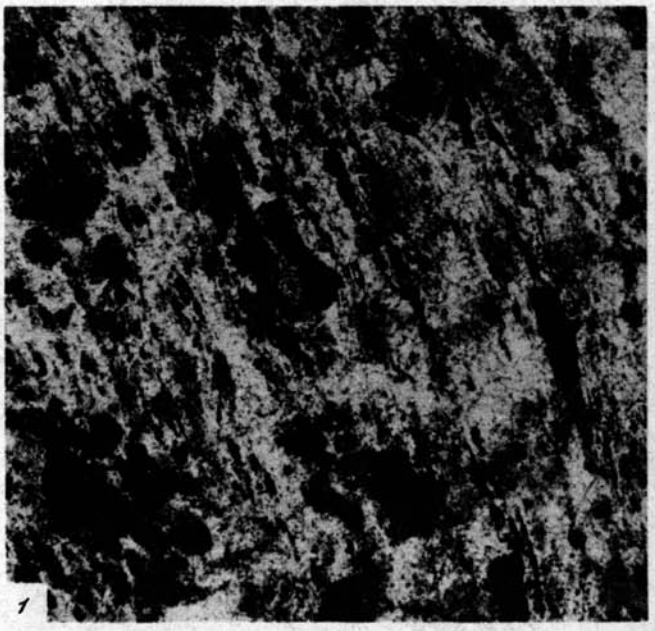
2



3

4

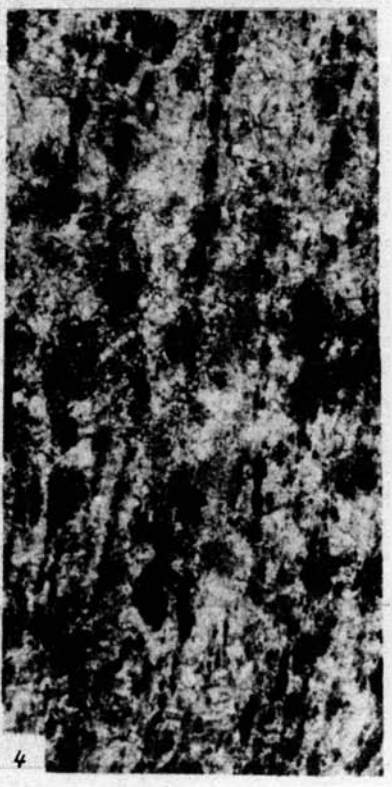

1
2
3
4
5



1

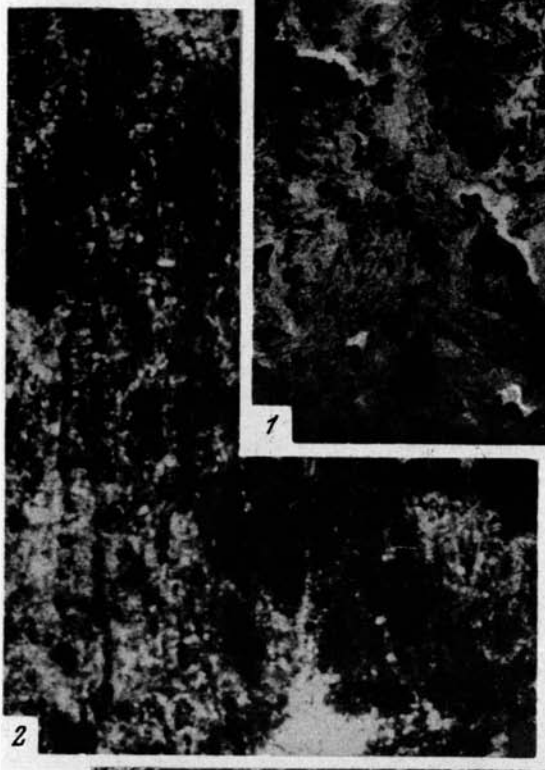
2

3

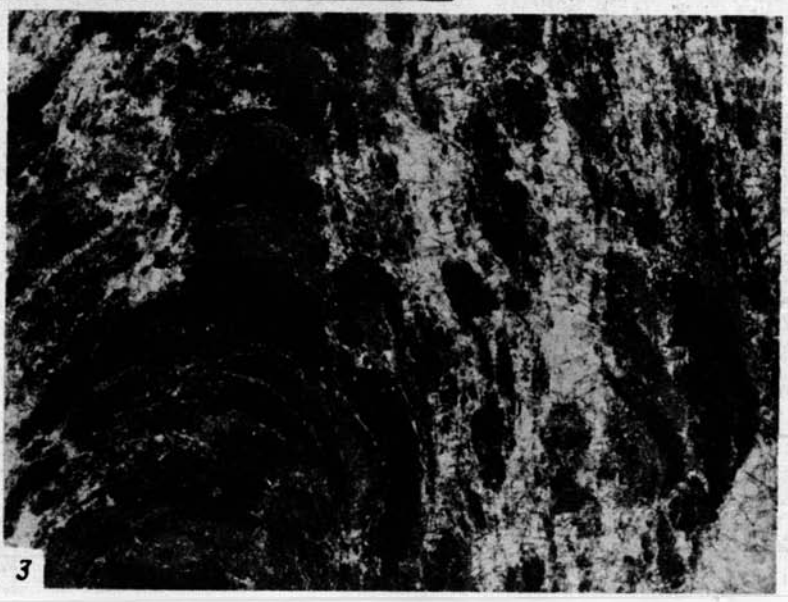


4

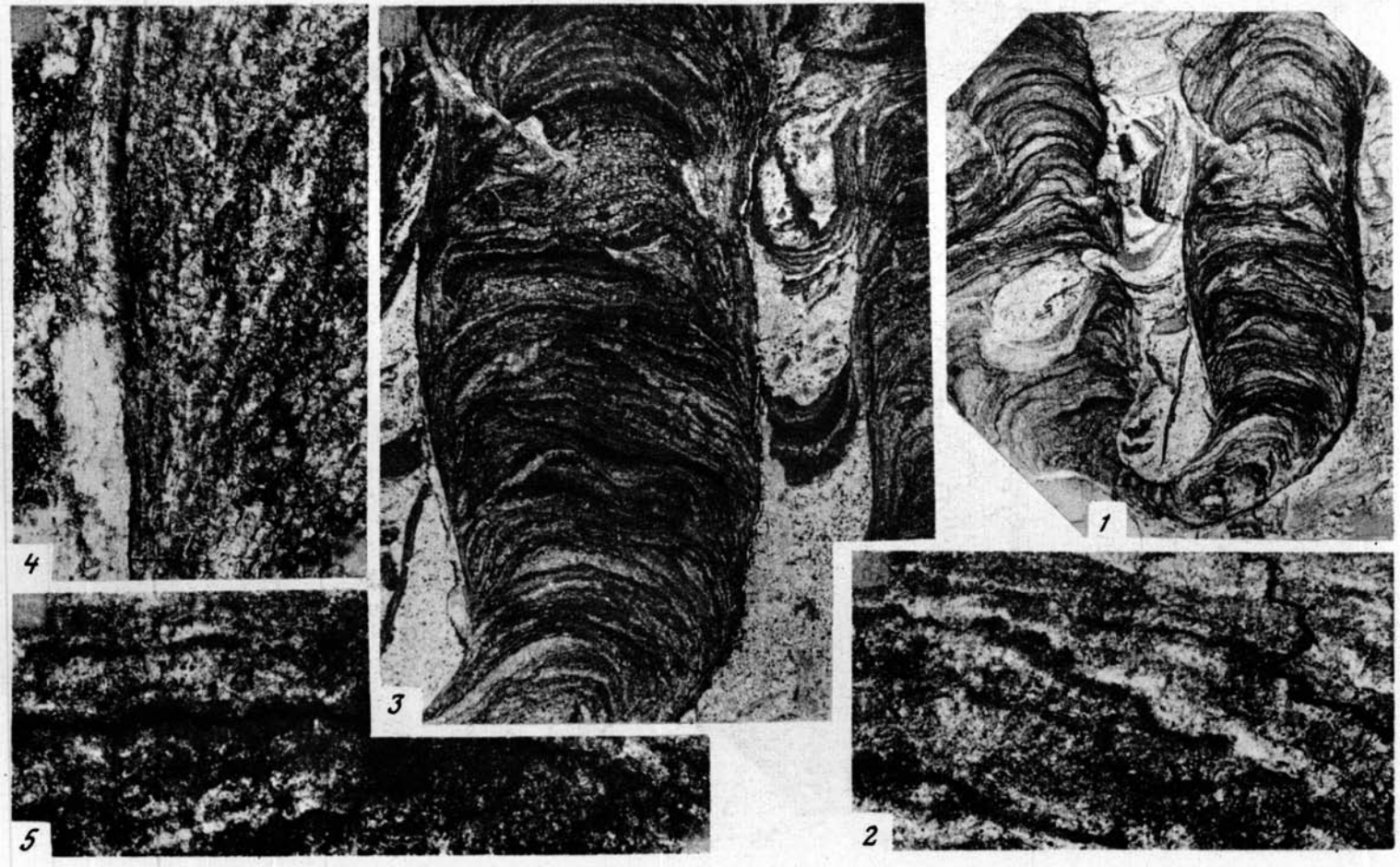
1

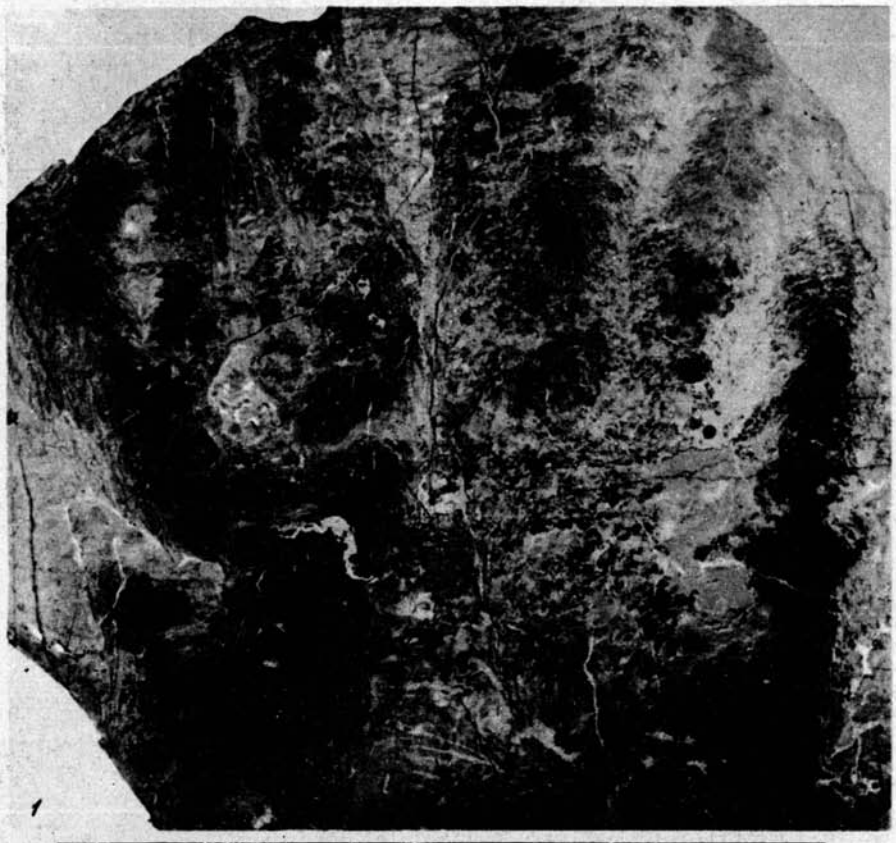


2

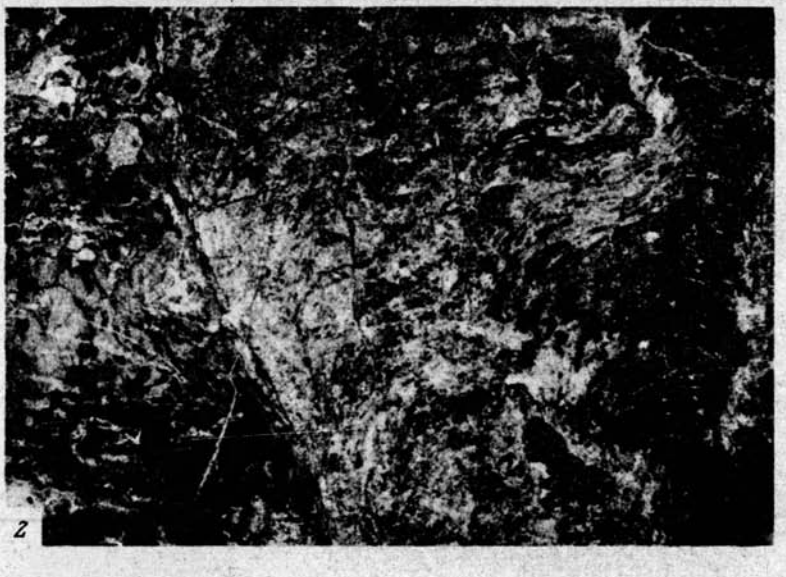


3

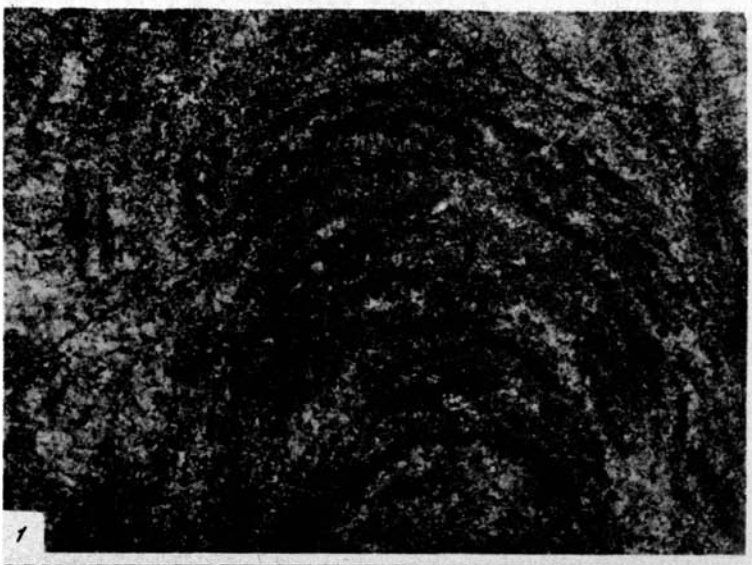

4
3
1
5
2



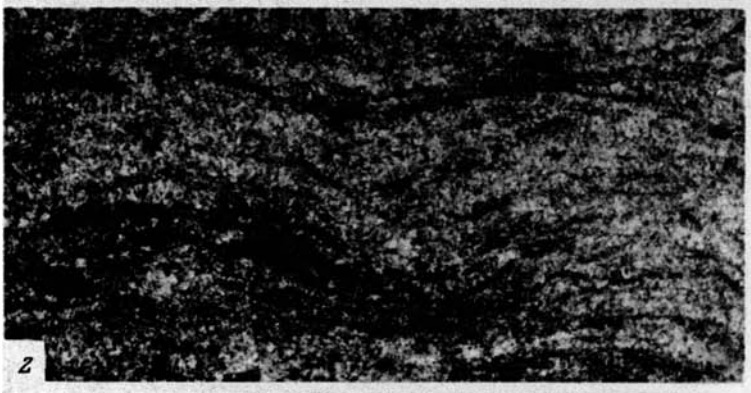
1



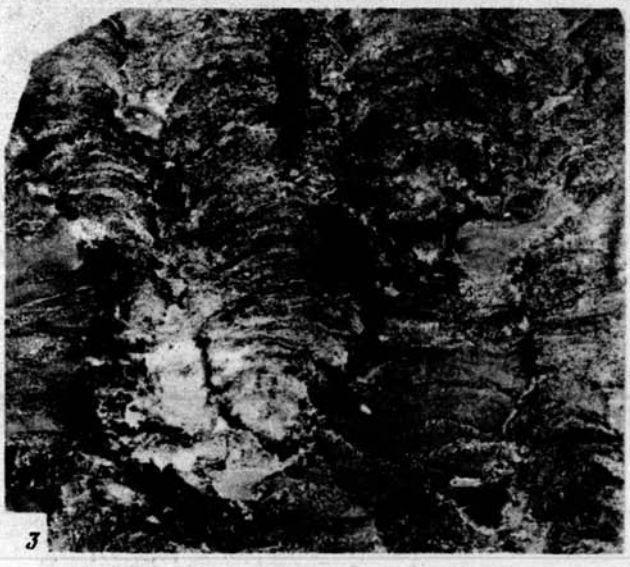
2



1

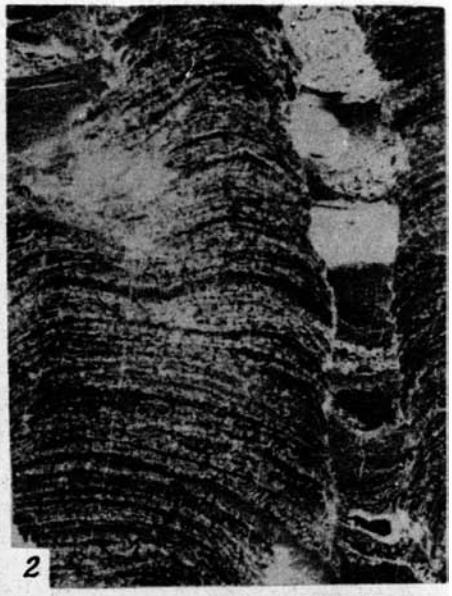


2

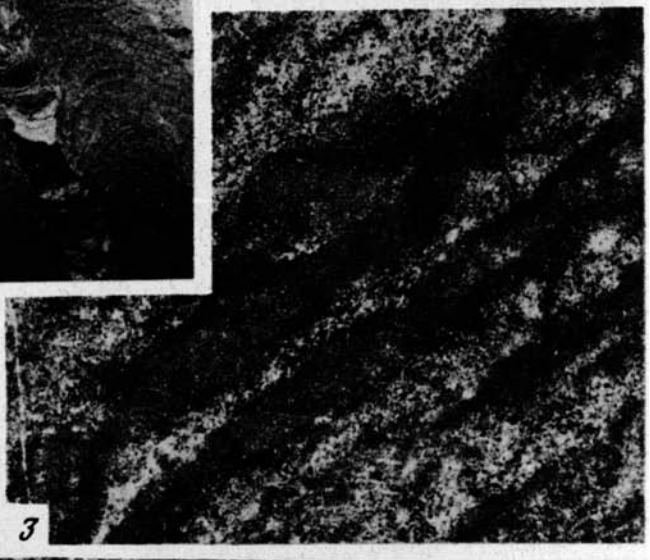


3

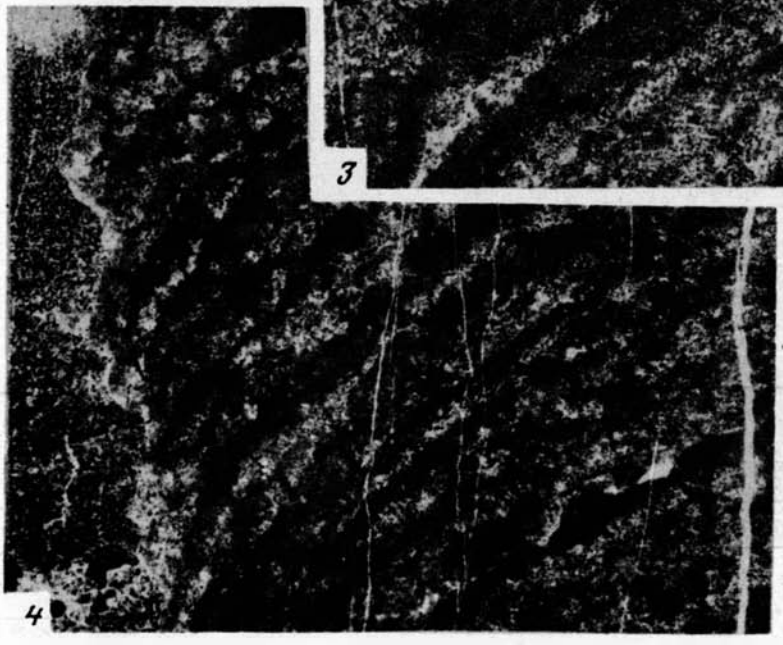
1



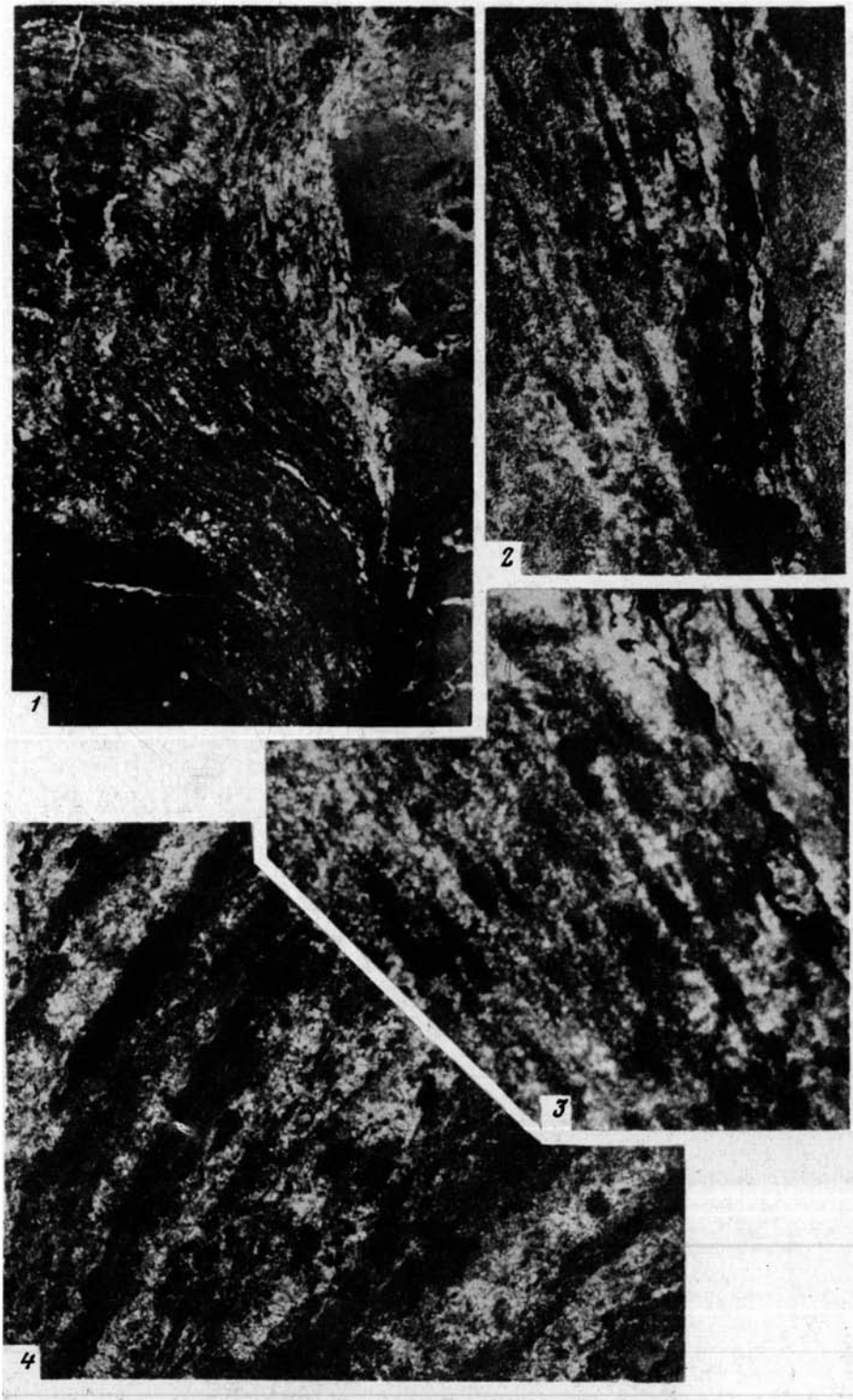
2



3



4


1
2
3
4

1

2

3

4

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Часть первая

Глава I. Методы обоснования нижней границы рифея. (*Б.М. Келлер, М.А. Семихатов*) 5
Глава II. Соотношения нижнерифейских и подстилающих образований в опорных разрезах материков. (*М.А. Семихатов*) 9
Соотношения первого типа 10
Соотношения второго типа 12
Соотношения третьего типа 16
Выводы 31
Глава III. Нижний рифей Урала. (*Б.М. Келлер*) 35
Разрезы Тараташского антиклинория . . . . . –
Разрезы Ямантауского антиклинория 40
Данные изотопных определений 42
Глава IV. Нижний рифей Сибирской платформы. (*М.А. Семихатов, С.Н. Серебряков*) 43
Учуро-Майский регион . . . . . –
Анабарский массив 60
Оленекское поднятие 63
О выборе типового разреза нижнего рифея Сибири 65
Глава V. Нижний рифей Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья. (*Т.А. Дольник*) 67
Патомское нагорье . . . . . –
Северо-Байкальское нагорье 68
Западное Прибайкалье 70

Часть вторая

Глава VI. Некоторые строматолиты ятулия Карелии. (*В.В. Макарихин*) 72
Стратиграфическое положение описанных строматолитов 73
Описание строматолитов 74
Глава VII. Строматолиты афебия района Тервола, Северо-Западная Финляндия. (*И.Н. Крылов, В. Перттунен*) 87
Стратиграфия . . . . . –
Описание строматолитов 89
Глава VIII. Строматолиты акитканской серии Северо-Западного Прибайкалья. (*Т.А. Дольник*) 106
Глава IX. Некоторые карбонатные строматолиты афебия Канадского щита. (*М.А. Семихатов*) 111
Стратиграфическое положение описанных строматолитов 115
Описание строматолитов 112
Заключение 145
Глава X. Афебийский комплекс строматолитов: общая характеристика и сравнение с рифейским. (*М.А. Семихатов*) 148
Литература 159
Таблицы I–XXIV и объяснение к ним 170

1/13 812

CONTENTS

Introduction 3

Part one

Chapter I. Methods for establishing the Riphean lower boundary. (*B.M.Keller, M.A. Semikhatov*) 5
Chapter II. Relationships of Lower Riphean and underlying deposits in continental key sections.(*M.A. Semikhatov*) 9
Relationships of the first type 10
Relationships of the second type 12
Relationships of the third type 16
Conclusions 31
Chapter III. Lowtr Riphean of the Urals.(*B.M. Keller*) 35
Sections of Taratash anticlinorium . . . . . -
Sections of Yamantauss anticlinorium 40
Data of isotopic determinations 42
Chapter IV. Lower Riphean of the Siberian platform (*M.A. Semikhatov, S.N. Serebryakov*) . . 43
Uchuro-Maisky region . . . . . -
Anabar massif 60
Olenek uplift 63
The Lower Riphean Siberian as a type section 65
Chapter V. The Lower Riphean of the Baikal-Patom highland and the West Prebaikalie. (*T.A. Dolnik*) 67
Patomsky highland . . . . . -
North-Baikalian highland 68
West Prebaikalie 70

Part two

Chapter VI. Some Yatulian stromatolites of Karelia. (*V.V. Makarikhin*). 72
Stratigraphic position of described stromatolites 73
Description of stromatolites 74
Chapter VII. Aphebian stromatolites of the Tervola region, North-West Finland, (*I.N. Krylov, V.Perttunen*) 87
Stratigraphy . . . . . -
Description of stromatolites 89
Chapter VIII. Stromatolites of the Akitkan series of the North-West Prebaikalie. (*T.A. Dolnik*) 106
Chapter IX. Some Aphebian carbonate stromatolites of the Canadian schield. (*M. A. Semikhatov*). 111
Stratigraphic position of described stromatolites 112
Description of stromatolites 115
Conclusion 145
Chapter X. Aphebian assemblage of stromatolites: general characteristics and comparison with the Ripheanone.(*M.A. Semikhatov* 148
Bibliography 159
Tables I–XXIV and explanation of tables 170

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА РИФЕЯ
И СТРОМАТОЛИТЫ АФЕБИЯ

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом

Редактор издательства **В.Я. Енюкова**

Обложка художника **Н.Н. Зайцева**

Художественный редактор **А.Н. Жданов**

Технические редакторы
Н.Н. Копнина, Г.П. Каренина

ИБ № 7056

Подписано к печати 11.01.78. Т – 00209
Усл.печ.л. 17,5 + 0,4 вкл. Уч.-изд.л. 18,8
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тип. зак. 812.
Цена 2р.80к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94 а

1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 80 к.