



М. А. Семихатов, С. Н. Серебряков

# СИБИРСКИЙ ГИПОСТРАТОТИП РИФЕЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М.А.СЕМИХАТОВ, С.Н.СЕРЕБРЯКОВ

# СИБИРСКИЙ ГИПОСТРАТОТИП РИФЕЯ

*Труды, вып. 367*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
МОСКВА  
1983

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

M. A. Semikhatov, S. N. Serebryakov

**SIBERIAN HIPOSTRATOTYPE OF THE RIPHEAN**

*Transaction, vol. 367*

---

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с. (Труды/ГИН АН СССР; Вып. 367).

В книге обобщены современные данные по стратиграфии рифея обширной территории Учуро-Майского региона Юго-Восточной Сибири, приведено подробное описание строения, состава и фациальной изменчивости его последовательных свит и серий, проанализировано распределение в них строматолитов и микрофитолитов и восстановлены главные черты рифейской истории региона. Обоснована единая для всего Учуро-Майского региона стратиграфическая шкала рифея. Рассмотрена межрегиональная корреляция сибирского рифея и показано, что учуро-майский разрез в силу своих природных качеств и хорошей изученности является тем связующим звеном, которое позволяет свести в единую систему разрезы рифея Сибири и Северо-Востока СССР. Проанализированы возможности межрегионального трассирования границ современной стратиграфической шкалы докембрия СССР и высказаны предложения о ее совершенствовании.

Табл. 3, ил. 47, библиогр. с. 213–221 (256 назв.).

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),  
*В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников,*  
член-корреспондент АН СССР  
*П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор

*Н.М. Чумаков*

Editorial Board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),  
*V. G. Gerbova, V. A. Krasheninnikov,*  
Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences  
*P. P. Timofeev*

Responsible editor

*N. M. Chumakov*

## ВВЕДЕНИЕ

Многочисленные шкалы общего расчленения докембрия, предложенные за минувшие 30–40 лет, убеждают, что наиболее жизнеспособными из них являются те, которые построены на стратиграфическом принципе и опираются на системы стратотипов. Именно к такой категории шкал относится новая стратиграфическая шкала докембрия СССР, утвержденная в июне 1978 г. [Решение..., 1979].

Типами ее верхнепротерозойских подразделений, как известно, избраны последовательные серии верхнедокембрийского разреза Башкирии, ранее явившегося основой выделения рифея [Шатский, 1945, 1952], и верхние горизонты докембрийского чехла Московской синеклизы, послужившие моделью для выделения венда [Соколов, 1958, 1964]. Такой выбор определялся как правилами приоритета, так и природными особенностями названных разрезов. Территориальная разобщенность типов венда и ниже лежащих подразделений рифея, а также хорошо известные стратиграфу недостатки уральского стратотипа – отсутствие в нем позднеафейбийских моласс, имеющих принципиальное значение в обосновании нижней границы рифея, значительные перерывы, разделяющие смежные серии, отсутствие в кровле кембрия и другие [Соколов, 1974, 1979] – все это объясняет неоднократные попытки наметить гипостратотипы<sup>1</sup> подразделений верхнего протерозоя и рифея в целом за пределами Южного Урала. Славу одного из важнейших опорных разрезов верхнего протерозоя Северной Евразии ныне завоевал разрез Учуро-Майского региона Юго-Восточной Сибири. В литературе он нередко фигурирует как гипостратотип или (что не совсем правильно терминологически) парастратотип рифея.

Учуро-майский рифей обладает уникальным сочетанием ряда свойств: стратиграфической полноты разреза, широты географического распространения, обилия палеонтологических остатков и наличия четких стратиграфических соотношений с древнейшими кембрийскими и с самыми молодыми дорифейскими толщами. Поэтому учуро-майский разрез существенно дополняет уральский стратотип в отношении обоснования границ рифея и палеонтологической характеристики его подразделений. Наряду с этим, значительная площадь Учуро-Майского региона, объединяющего несколько структурно-фациальных зон с различной историей рифейского развития, делает его прекрасной моделью для разработки методических вопросов стратиграфии верхнего докембрия.

Отменные обстоятельства и определили выбор Учуро-Майского региона в качестве полигона для детальных полевых исследований, которые проводились авторами книги с небольшими перерывами с 1965 по 1976 г. В первые годы работ (1965–1967, 1969 гг.), проведенных совместно с Вл.А.Комаром (1965–1966 гг.) и частично с Б.Г. Вороновым (1967 г.), внимание было сосредоточено на средних и верхних горизонтах рифея. На втором этапе работ (1972–1976 гг.), помимо новых маршрутов в зоне развития нижнего рифея, с большей детальностью были повторены почти все сделанные ранее пересечения. Полученные материалы позволили заметно пополнить знания о региональной последовательности верхнедокембрийских толщ, существенно расширить сведения об их фациальных изменениях и палеонтологической характеристике

<sup>1</sup> Гипостратотип – дополнительный стратотип, выбираемый при наличии первичного стратотипа в том случае, когда последующие исследования обнаружили более полный и лучше охарактеризованный разрез данного подразделений [Стратиграфический кодекс..., 1977, с. 46]

и на этой основе предложить уточненную стратиграфическую шкалу рифейских отложений всего Учуро-Майского региона [Комар и др., 1977].

Изложению регионального материала по учуро-майскому рифею посвящена основная часть предлагаемой книги. Вместе с тем она преследует и более широкие цели: анализ положения описанного разреза в системе прочих опорных разрезов рифея Сибири, корреляция его с уральским стратотипом и рассмотрение стратиграфических возможностей строматолитов в региональном и межрегиональном масштабах. Актуальность этих вопросов определяется как интересами уточнения и дальнейшего обоснования общего расчленения верхнего докембрия СССР, так и необходимостью создания надежной стратиграфической основы для поисков и разведки полезных ископаемых, проявления и месторождения которых отмечаются на различных уровнях рассматриваемого разреза [Ставцев, 1976; Стратиформные..., 1979; Старников, Мехоношин, 1981; Коробицын, 1981]. Это тем более важно, так как до сих пор в печати не было сколько-нибудь полного описания рифея всего Учуро-Майского региона, а монографии, касающиеся отдельных его частей [Нужнов, 1967; Шаповалова, 1974], уже не отвечают современному уровню знаний.

За время полевых исследований авторы, работая вместе или порознь, пересекли область развития учуро-майского рифея по следующим рекам: по Мае от устья р. Мурамни (1965 г.) и от устья р. Иоткан (1972 г.), по р. Аимчан и далее вниз по р. Челасин до устья последнего (1966 и 1972 гг.), по р. Северный Уй от впадения в него р. Нерури до устья (1966 г.), в верховьях р. Малый Комуй (1973 г.), по р. Нёт от слияния с ним р. Атаньджи до устья (1973 г.), в низовьях р. Иоткан (1972 г.), по р. Ляки от устья р. Гувинды до р. Май (1966 г.), по р. Ингили от верховьев (1966, 1969 гг.) до р. Май, по рекам Юдоме (1965, 1966, 1969, 1976 гг.), Аллах-Юню (1966 г.), Сахаре (1969 г.), Чухоною и Джюнекяну (1967 г.), Керби (1972, 1975 гг.), Ханде (Белой)<sup>1</sup> (1967, 1972, 1975 гг.), Большому Аиму от устья р. Дьэриэме и далее вниз по р. Аим до его впадения в р. Маю (1974 г.), по р. Учур от устья р. Улкан (1973 г.) и от устья р. Гонам (1974, 1975 гг.) до р. Алдан, по р. Гонам от впадения в него р. Хойболоох до устья (1974 г.), по р. Мулам и далее вниз по р. Идюм и низовьям р. Алгомы (1975 г.), по р. Алдан от пос. Тобук до пос. Чагда (1974 г.) и в районе Кылахского хребта (1966, 1972, 1975 гг.). При этих пересечениях рифейские отложения изучались как по склонам долин перечисленных рек, так и на удалении до 10–15 км от них.

Среди многих лиц, с которыми приходилось делить радости и трудности полевой работы, особенно надо отметить А.И. Дворякина, В.М. Лопатина, А.Н. Никишина, бывших тогда студентами Московского университета, а также А.А. Венгерова, С.А. Курникова и Ю.Н. Портнова, проводивших с нами не один летний сезон. Ряд стимулирующих бесед по региональной стратиграфии авторы имели с В.Р. Алексеевым, И.Г. Волкодавом, С.М. Калимулиным, А.А. Константиновским, В.М. Моралевым, С.В. Нужновым, С.В. Поталовым, А.Л. Ставцевым, И.Г. Шаповаловой, В.Ю. Шенфилем, а по обсуждаемым ниже более общим вопросам – с Б.М. Келлером, П.Э. Клаудом, Вл.А. Комаром, М.Е. Раабен, Б.С. Соколовым, В.В. Хоментовским, Н.М. Чумаковым и В.Ю. Шенфилем. Маршрут по р. Белой в 1975 г. совершен с П.Э. Клаудом, Р.Н. Тромпеттом и Н.М. Чумаковым. Собранные микрофитоциты определены М.С. Якшиным (лахандинская серия) и З.А. Журавлевой, фауна – В.В. Миссаржевским. Часть шлифов гонамских песчаников описала А.В. Ивановская. В оформлении рукописи большую помощь оказали Н.А. Белоусова, О.А. Полякова, Л.М. Рулева. Всем названным лицам, способствовавшим выполнению данной работы, приятно выразить искреннюю благодарность.

Приводимые ниже изотопные датировки отвечают новым значениям констант радиоактивного распада (старые величины возраста даны в скобках). При перечете К-Аг датировки были округлены до 10 млн. лет.

<sup>1</sup> В соответствии с традицией, укоренившейся в геологической литературе, далее в тексте дается только одно название этой реки – Белая, на картах – только Ханда, а в подрисуночных подписях приводятся оба ее названия.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ УЧУРО-МАЙСКОГО РЕГИОНА

Учуро-Майский регион (включая Западное Приверхоянье) занимает огромную территорию в бассейнах правых притоков Алдана — рек Учура, Май, Аллах-Юня, Джо-некяна, Керби, Белой, а также в верхнем течении Алдана выше устья Учура. Выходы рифейских (верхнепротерозойских) отложений раскинулись здесь в меридиональном направлении на 700 км, а в широтном — на 750 км в южной, резко расширенной части региона и на 30–150 км в северной, суженной части. Опираясь на ряд обобщающих работ [Нужнов, Ярмолюк, 1959, 1963; Моралев, Ставцев, 1961; Нужнов, 1967, 1968; Башарин, 1967; Мокшанцев, Горнштейн и др., 1968; Ставцев, 1965, 1968, 1971а, б, 1976; Ян Жин-шин, 1970а, б; Мокшанцев и др., 1975; Неволин и др., 1978] и на результаты собственных наблюдений, мы дадим сжатую характеристику его структуры.

В Учуро-Майском регионе выделяются две структурно-различные области распространения рифейских отложений: Учуро-Майская плита, являющаяся частью Сибирской платформы, и Юдомо-Майская складчато-глыбовая зона, составляющая юго-западную окраину Верхояно-Колымской системы (рис. 1). Ограничениями платформы здесь служат Южно-Якутский (Становой) и Нельканский (Нельканско-Кыллахский) краевые швы. Первый из них, протянувшийся вдоль подножий Станового хребта, лежит к югу от описываемой территории, где разделяет разновозрастные архейские комплексы, и лишь некоторые оперяющие его разломы затрагивают рифей, кембрий и иногда юру вблизи южной кромки их развития. Нельканский шов целиком расположен в зоне выходов рифея и кембрия. Он представляет собой систему кулисообразно расположенных надвигов и взбросо-надвигов, которые наклонены к востоку под углами 70–25° и прослеживаются примерно на 750 км с юга на север от междуречья Игникана и Челасина к низовьям р. Белой и далее к среднему течению рек Тыры и Томпо на соединение с Западно-Верхоянским разломом. Вблизи южного окончания шов переходит во флексуру и затухает в бассейне р. Игникан [Ставцев, 1976].

В пределах Кыллахского хорошо обнаженного сегмента шва установлено чешуйчато-надвиговое его строение [Комар и др., 1968; Пушаровский, 1972]. Здесь закартирована система пологих, часто пластовых надвигов (рис. 2), локализованных в полосе шириной 2–6 км и длиной до 65–70 км. Наличие среди наблюдаемой здесь сети разломов субширотных поперечных сдвигов, смещающих протяженные субмеридиональные дизъюнктивы, подчеркивает надвиговой характер последних. Коленообразные изгибы Нельканского шва на флангах Кыллахской зоны и в нижнем течении р. Юдомы также, вероятно, связаны с поперечными сдвигами [Ставцев, 1976; Горнштейн, Гусев, 1976]. Разломы, входящие в Нельканский шов, смещают рифей, кембрий и местами юру, а косвенные данные свидетельствуют о том, что основные подвижки по ним происходили в мелу, одновременно со складчатостью в Верхояно-Чукотской области [Пушаровский, 1972; Горнштейн, Гусев, 1976].

Перейдем к характеристике структуры Учуро-Майской плиты. Последняя охватывает большую часть бассейна Учура и бассейн среднего течения Май, выделяясь как зона развития рифея и кембрия, ограниченная на востоке Нельканским швом, на юге — областью выходов дорифейских образований, на западе — Алданским шитом, а на севере — Сунагинским выступом последнего и лежащим на его продолжении Дыгдинским валом — системой флексур, сбросов и брахиантиклиналей, протянувшейся от приустьевой части р. Учур к низовьям р. Юдомы. В плане плита имеет трапецидальную

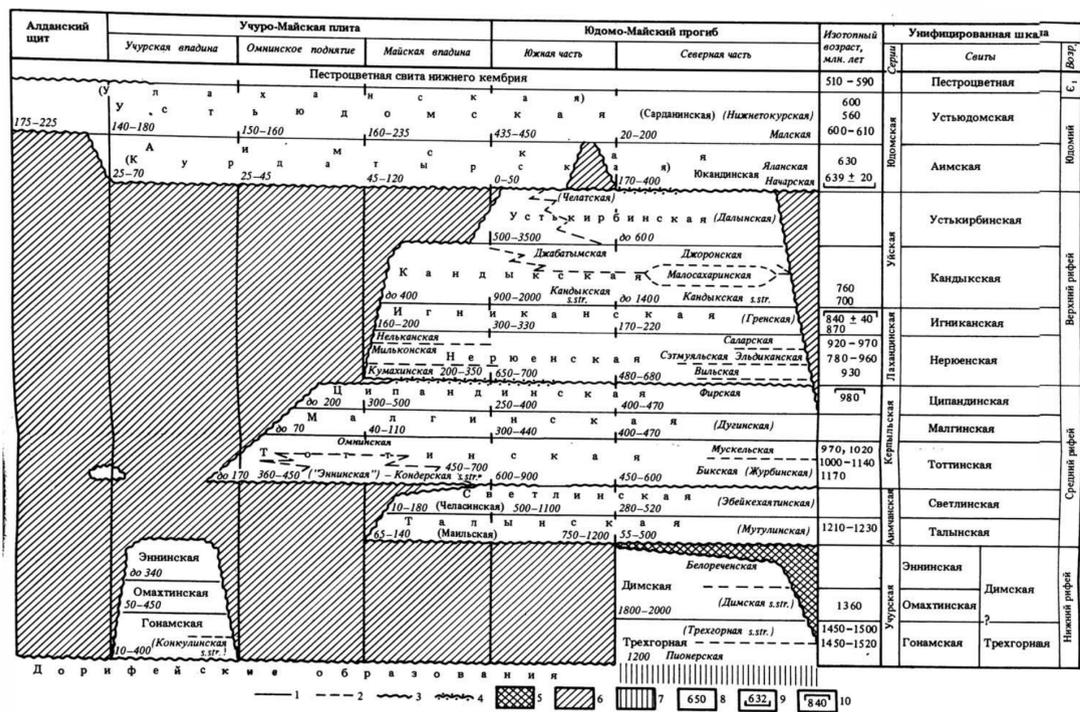


Рис. 4. Стратиграфическая шкала рифейских отложений Учуро-Майского региона, принятая в данной работе (по Вл. А. Комару, М. А. Семитову, С. Н. Серебрякову [1977], с изменениями). Региональные свиты даны прямым шрифтом, местные толщи и подлиты — курсивом; синонимами, подлежащие упразднению, — в скобках; цифры в левой части каждой графы — мощность свит (в м) для данной зоны.

1, 2 — стратиграфические границы: 1 — свит, 2 — подлит и местных толщ; 3 — региональные разрывы и несогласия; 4 — перерыв и кора выветривания; 5 — угловое несогласие; 6 — отсутствие отложений; 7 — необрабатанная часть разреза; 8-10 — изотопный возраст (в мил. лет): 8 — K-Ar по глаукониту, 9 — изохронный Rb-Sr по глинистым породам, 10 — Pb-изохронный по полиметам, график с конкордией

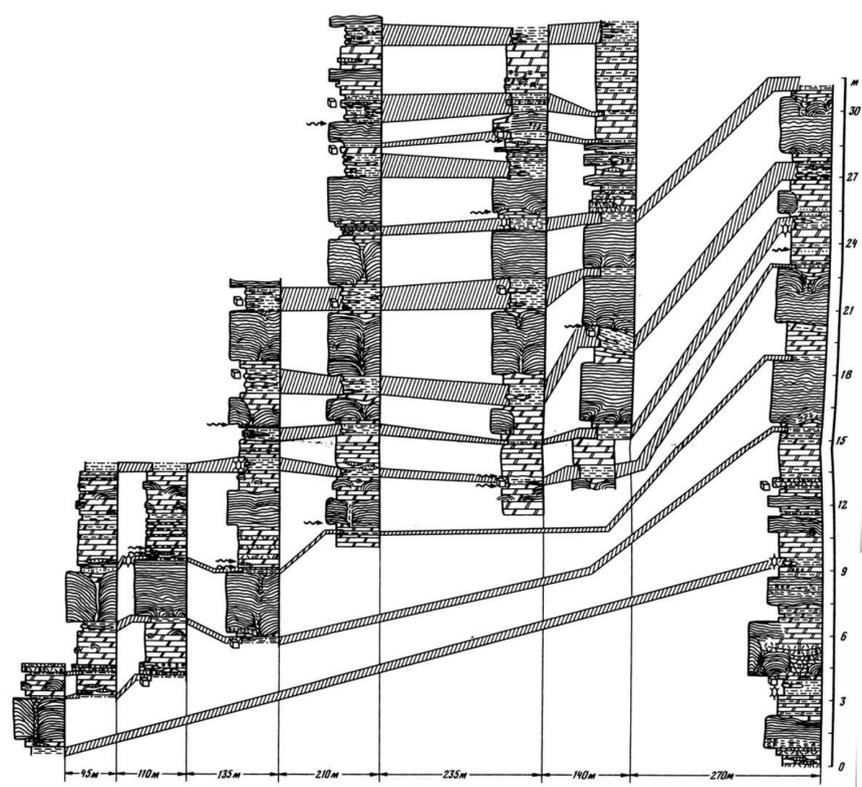


Рис. 14. Изменчивость ритмов по простиранию омаштинской свиты на правом берегу р. Большой Аим в 3 км от его устья. Условные обозначения см на рис. 9. Штриховка между колонками — корреляционные уровни

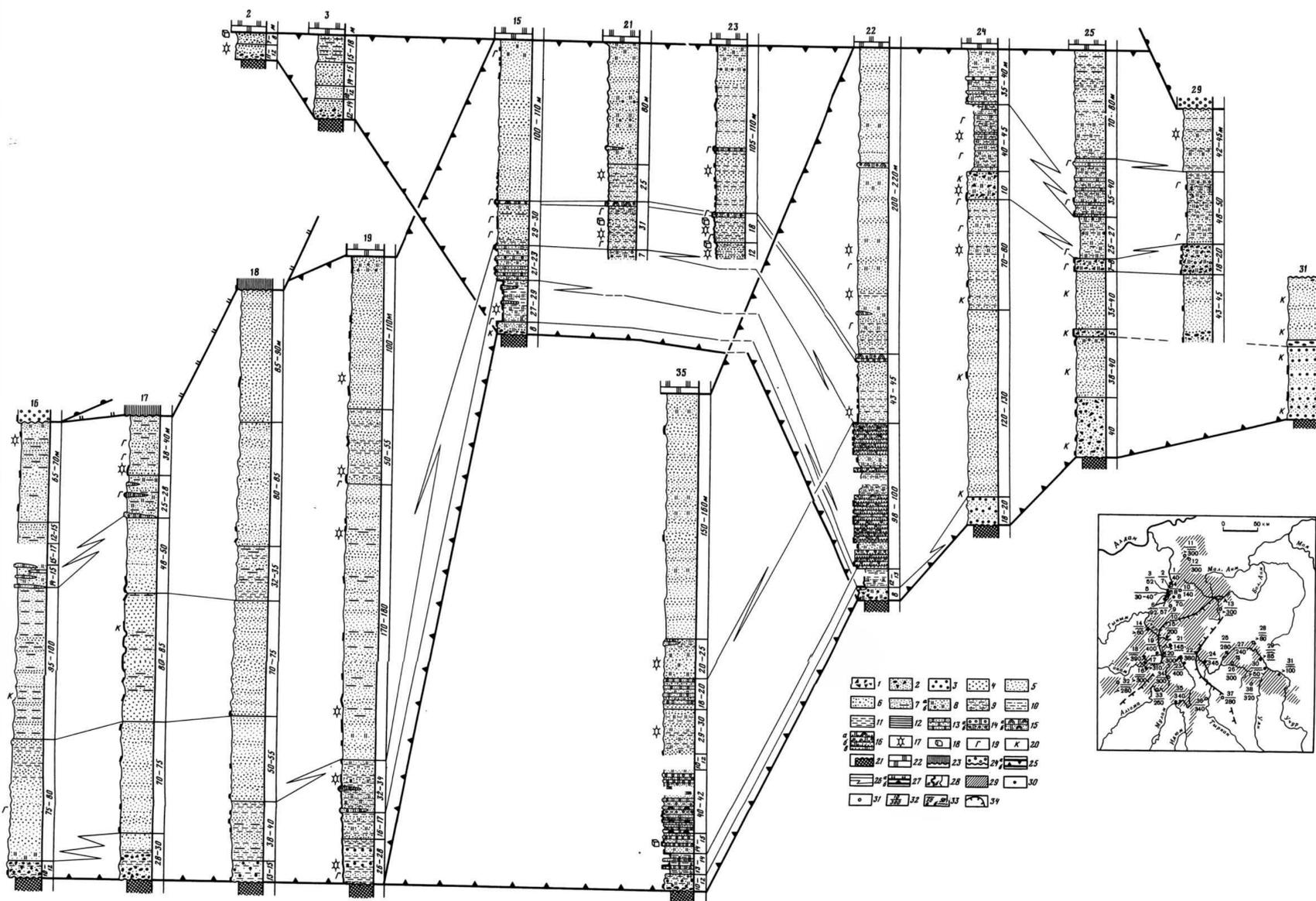


Рис. 7. Сопоставление разрезов гонимской свиты и расположение описанных разрезов

Географическую привязку изображенных разрезов см. на врезке.

1 — конгломераты; 2 — песчаники с рассеянными гальками; 3 — гравелиты; 4-9 — песчаники; 4 — преимущественно мелкозернистые, 5 — преимущественно мелкозернистые, 6 — с рассеянными гальками, 7 — алевролиты и глинистые, 8 — с доломитовым цементом (а — однородные, б — с рассеянными оксалитами), 9 — с лиазовыми прослойками алевролитов; 10 — чередование песчаных и алевролитов; 11 — алевролиты и алевролиты с прослойками аргиллитов; 12 — аргиллиты; 13-15 — доломиты; 13 — песчаные, 14 — оксалитовые (а — без существенной песчаной примеси, б — без существенной песчаной примеси, в — песчаные); 16 — ритмичное чередование песчаных со строматолитовыми (а), оксалитовыми (б) и песчаных (в) доломитами; 17 — глинистые усилья; 18 — глистоформы по галитам; 19 — глауконит в цементе; 20 — каолинит в цементе; 21 — подстилающие и перекрывающие образования; 22 — кристаллические породы фундамента; 23 — омаштинская свита; 24 — юдомская серия; 25 — свиты; 26 — верхняя (а) и нижняя (б) границы гонимской свиты; 27 — линия сопоставления пачек; 28 — нижние границы тоттинской свиты (а) и юдомской серии (б); 29 — интервалы разрезов, изученных по коренным обнажениям (а), выщелкам и развалам (б). На врезке: 29 — область преимущественного распространения учурской серии (частично под обособленным участком развития более молодых отложений); 30, 31 — положение описанных разрезов гонимской свиты; 30 — изученных авторами, 31 — описанных по литературным данным; 32 — в числителе — номер разреза, в знаменателе — его полная мощность (в м); 33 — видимая мощность разреза (в м); а — не вскрыта подошва разреза, б — не вскрыта подошва разреза; 34 — граница распространения карбонатно-терригенного и терригенного типов разрезов гонимской свиты.

Разрезы (см. врезку): 1-7 — левобережье р. Учур; 1 — в 3 км ниже устья р. Чайлах, 2 — в 2,5 км выше устья р. Чайлах, 3, 4 — ниже устья р. Тарынгах (3 — в 3 км, 4 — в 1,5 км), 5 — в 3 км выше устья р. Тарынгах, 6, 7 — ниже устья р. Мангарылах (6 — в 6 км, 7 — в 2,5 км); 8 — руч. Савар; 9 — низовья р. Чюльба (данные М.И. Горина); 10 — среднее течение р. Болоттох [Чилин, Леонова, 1968]; 11 — левобережье р. Юрте [Потапов и др., 1974]; 12 — р. Ангалакт (данные С.В. Потапова); 13 — правобережье р. Аймарка Хапча (данные И.П. Кузнецова); 14, 15 — р. Учур; 14 — ниже устья руч. Султан, 15 — над устьем руч. Гауа; 16 — р. Тухай против устья р. Сынар (данные В.И. Гольденберга); 17 — верховья руч. Гауа (данные В.И. Гольденберга); 18 — р. Юна (данные А.К. Лосева); 19 — р. Учур в 5 км ниже устья р. Ули; 20 — р. Учур в 3,5 км ниже устья р. Сайан; а — Учур в 24 км выше устья р. Ули; 21 — левобережье р. Нингам (данные Т.С. Долгих [Язков и др., 1968]); 22 — р. Алгома у устья руч. Оюрак (данные В.И. Гольденберга); 23 — среднее течение р. Алгома (данные Н.С. Шпак [Нужнов, 1967]); 24 — р. Мулам в 12 км от устья; 25 — руч. Абая (данные Я.Д. Шенкмана, Г.Ю. Гаген-Торн); 26 — правобережье р. Амулики (данные Я.Д. Шенкмана, Г.Ю. Гаген-Торн); 27 — правобережье р. Мулали [Башарин, 1967].

Рис. 28. Сопоставление разрезов малгинской свиты в Майской впадине и расположение описанных разрезов

Географическую привязку изображенных разрезов см. на врезке.

1 — тонкокристаллические известняки; 2 — тонкокристаллические доломиты; 3 — битуминозные известняки; 4 — битуминозные доломиты; 5 — известняковые доломиты; 6 — глинисто-известняковые (а) и глинисто-доломитовые (б) битуминозные породы (горючие сланцы); 7 — чередование доломитов и известняков; 8 — лиазы эвдокластических конгломерато-брекчий (а) и кремней (б); 9 — лиазы строматолитовых доломитов; 10 — водорослевые слои; 11-14 — цвет пороц: 11 — красный, 12 — зеленовато-голубовато-серый, 13 — палево-светло-серый, 14 — темно-серый, черный; 15, 16 — подстилающие и перекрывающие отложения; 15 — тоттинская (а — кремнисто-железистый горизонт, б — аргиллиты), 16 — ципандинская свита; 17, 18 — линии сопоставления; 17 — свит, 18 — пачки; 19 — интервалы разрезов, описанные по коренным обнажениям (а), развалам и выщелкам (б) (только в разрезах, изученных авторами). На врезке: 20 — положение описанных разрезов малгинской свиты, изученных авторами (а) и другими геологами (б).

Разрезы: 1 — р. Аим ниже устья руч. Аартык; 2 — 11 — р. Мая; 2 — скалы Селия, 3 — скалы Армылах, 4, 5 — скалы Талах-Хайа (4 — западная, 5 — восточная части); 6 — скалы Малгина, 7 — ниже устья руч. Хаахар, 8 — у устья р. Серга, 9 — в 5 км выше устья руч. Серга, 10 — в 4 км ниже устья руч. Хаахар, 11 — в 0,5 км выше устья руч. Хаахар; 12 — р. Ингили у устья руч. Аян-Колыя; 13 — скважина Большая Лахта [Потапов, Лобанова, 1971]; 14 — западные отроги горы Кубаль-Даваната; 15 — р. Ханда (Белая) в районе зимовья Старый Горносталь; 16 — руч. Мускель; 17 — р. Ханда (Белая) выше устья руч. Светлого; 18 — низовья р. Игнган (по данным С.М. Калмулина); 19 — левобережье р. Челсин против пос. Тотта; 20 — р. Чалбук (по данным С.М. Калмулина); 21 — левобережье р. Малый Комул; 22 — верховья р. Алданка (по данным Н.С. Шпак, А.С. Суриковой); 23 — низовья р. Левый Кермыль [Нужнов, 1967]; 24 — низовья р. Правый Кермыль; 25 — руч. Правый и Левый Урен (24, 25 — по данным С.М. Калмулина); 26 — левобережье р. Челсин в 3 км выше зимовья Челсин; 27 — левобережье р. Ингили в истоках руч. Дрин-Урэх; 28 — р. Утанак; 29 — правобережье р. Омни выше устья руч. Нижний Бурундучан (по данным Н.С. Шпак).

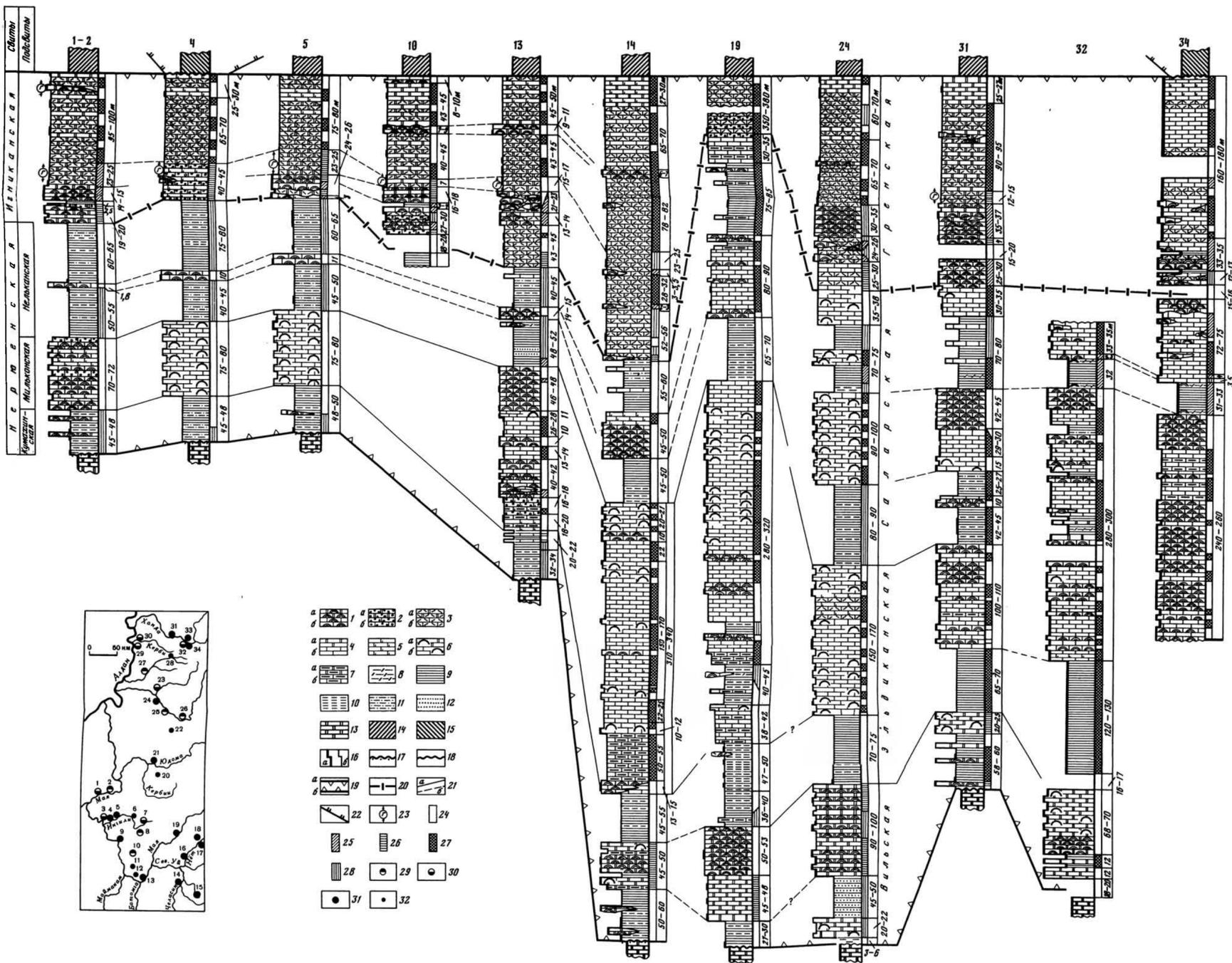


Рис. 36. Сопоставление разрезов ляхидинской серии и расположение описанных разрезов нерюенской и иттиканской свит

Географическую привязку изображенных разрезов см. на врезке  
 1-4 - доломиты (а) и известняки (б); 1 - строматолитовые, 2 - микрофилитовые, 3 - катаграфитовые, фитофлуктистические и обломочные, 4 - хемогенные; 5 - известковые доломиты и доломитистые известняки; 6 - чередование строматолитовых и хемогенных карбонатных пород (а - доломитов, б - известняков), характер которого не ясно по условиям обнаженности или не может быть отражен в масштабе чертежа; 7 - доломиты (а) и известняки (б) с тонкими прослоями и примазками аргиллитов; 8 - аргиллиты карбонатные; 9 - аргиллиты; 10 - алевролиты; 11 - алевролиты с прослоями песчаников; 12 - прослойки песчаников; 13-15 - подстилающие и перекрывающие отложения: 13 - ципандинская, 14 - кандыкская свиты, 15 - юдомская серия; 16 - интервалы разрезов, изученные по коренным обнажениям (а), развалам и высыпкам (б); 17 - размыты и кора выветривания; 18 - размыты; 19 - верхняя (а) и нижняя (б) границы ляхидинской серии; 20 - нижняя граница иттиканской свиты; 21 - границы подбит (а) и пачек (б); 22 - нижняя граница юдомской серии; 23 - интервалы разрезов, обогащенные глаукоцитом; 24-28 - преобладающая окраска пород: 24 - серая, светло-серая, 25 - красноватая, 26 - серая и палевая, при выветривании переходящая в оранжевую и желтую, 27 - темно-серая, черная, 28 - пестрая. На врезке: 29-31 - положение описанных разрезов иттиканской (29), нерюенской (30) и той и другой (31) свит, изученных авторами; 32 - положение разрезов ляхидинской серии, изученных другими геологами

Разрезы (см. врезку): 1-3 - р. Мая: 1 - в районе устья рек Нерюен и Большая Ляхидин (стратотип нерюенской свиты), 2 - у устья рек Емелекск и Малый Кандык, 3 - правобережье, над скалами Сыгтрай; 4-7 - р. Иттикан: 4 - выше устья р. Лексенд, 5 - ниже устья р. Алн-Колых, 6 - в 10 км ниже устья р. Аргастах (по данным В.Р. Алексеева), 7 - верховья; 8 - гора Янкая; 9 - район пос. Ципанда; 10 - р. Нижний Ускун; 11 - р. Аллара-Бачикан; 12 - р. Чулинда (11, 12 - по данным С.М. Калимулина); 13 - р. Мая ниже пос. Нелкан (стратотип иттиканской свиты); 14 - левобережье р. Челасин между устьями рек Кыра и Малый Комуй; 15 - верховья р. Малый Комуй; 16 - правобережье р. Нёт, бассейн р. Неньнен; 17 - междуречье Нёт и Атаньды; 18 - левобережье р. Айли; 19 - правобережье р. Мондон; 20 - низовья р. Кир-Биби (по данным В.А. Самозванцева); 21 - р. Юдома у протоки Кураева-Аласа; 22 - р. Орто-Джукат (по данным А.Г. Лосева); 23 - низовья р. Сахары; 24-26 - р. Аллах-Юнь: 24 - выше устья р. Сахары, 25 - к западу от устья р. Селенды, 26 - против устья р. Малютка; 27 - среднее течение р. Джорон; 28 - верховья р. Чухонй (по данным В.А. Ян Жин-шина); 29 - западные отроги горы Кубалы-Дваната; 30 - р. Керби; 31 - 34 - р. Хада (Белая): 31 - у устья рек Харыйялдах и Чагда, 32 - у устья р. Мастах, 33 - правый склон долины, высота 1310 м, 34 - в 2-5 км восточнее устья р. Мастах

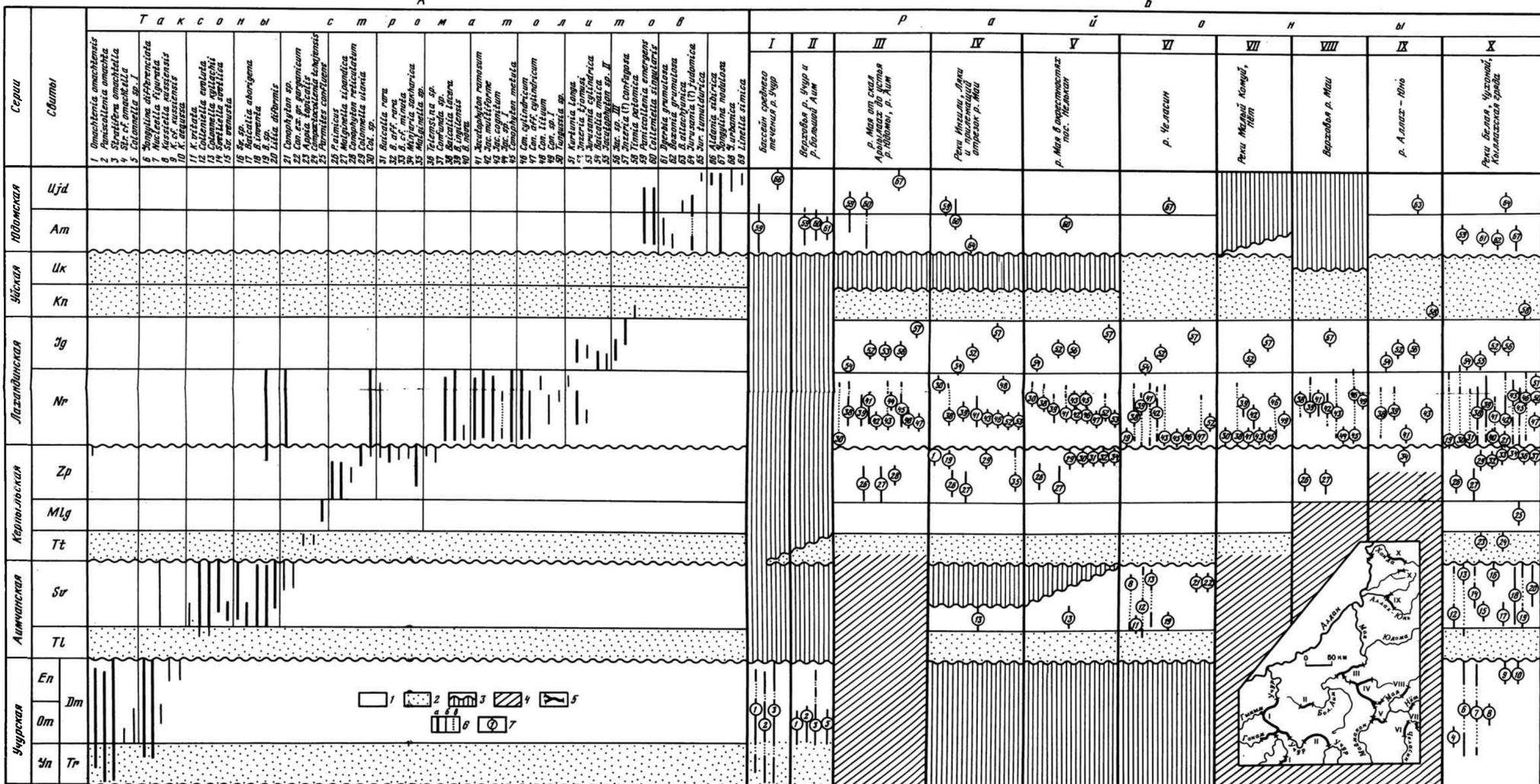


Рис. 45. Вертикальное распространение строматолитов (1-69) в сводном разрезе Учуро-Майского региона (А) и по отдельным районам (Б)

1, 2 - толщи: 1 - карбонатные и терригенно-карбонатные, 2 - терригенные; 3 - стратиграфические перерывы и размыты; 4 - отложения не вскрыты; 5 - расположение серий разрезов (I-X), послуживших для составления схемы распределения таксонов по отдельным районам (на врезке); 6, 7 - вертикальное распространение таксонов: 6 - в сводном разрезе (а - массовое, б - редкое, в - предполагаемое), 7 - в конкретных сериях разрезов (номер в кружке соответствует номеру таксона в левой части рисунка)

Индексы на рисунке - свиты: Гп - гоинская, Ом - оматинская, Еп - энинская (для южных районов), Тп - трехгорная, Дп - димская (для северных районов), Тп - тальнская, Sv - светлинская, Тп - тоттинская, Мп - малтинская, Зп - ципандинская, Нп - нерюенская, Ип - иттиканская, Кп - кандыкская, Ук - устьириканская, Ат - атинская, Уд - устьюдомская

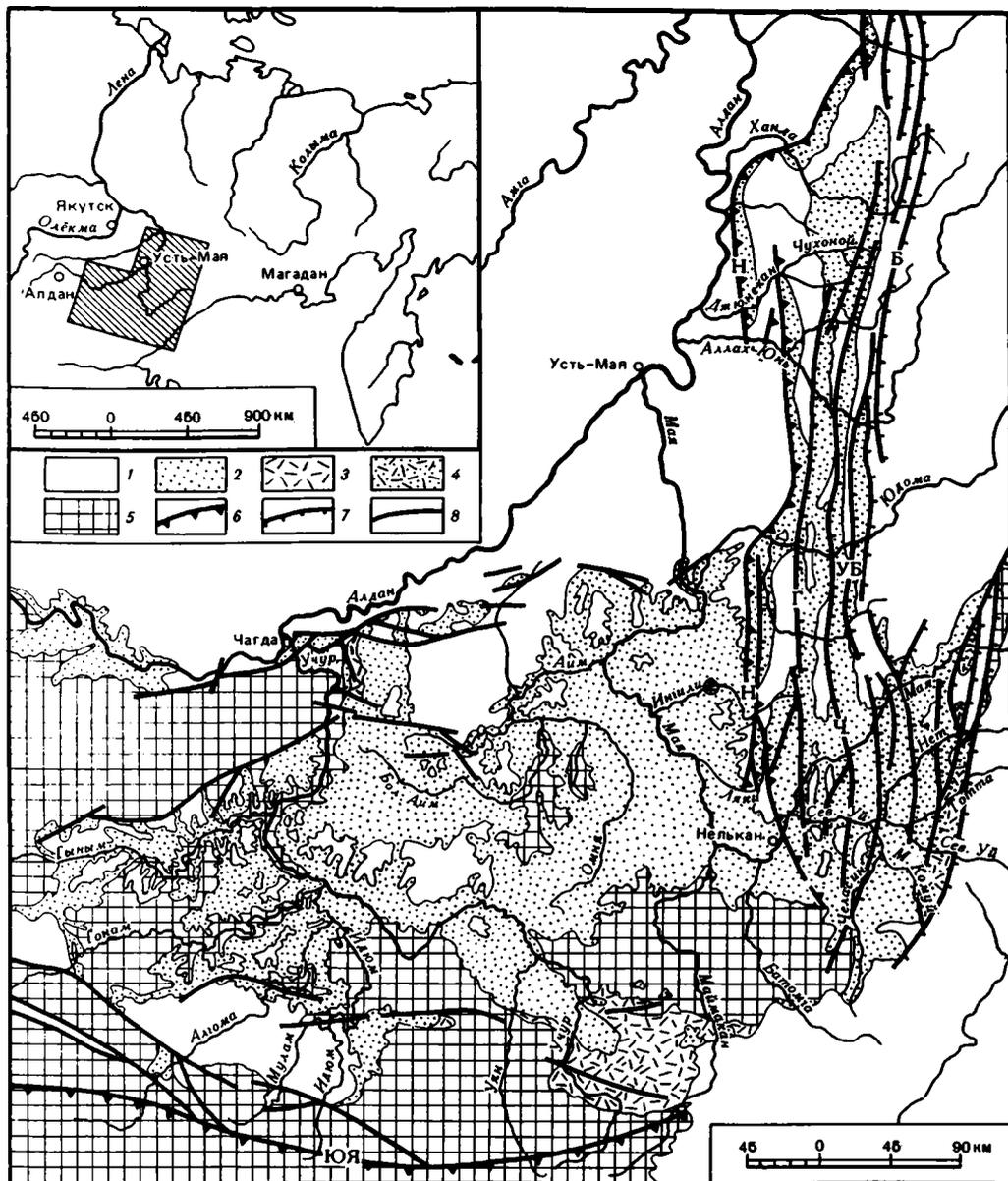


Рис. 1. Геологическая схема Учуро-Майского региона

1 – фанерозой; 2 – рифей (верхний протерозой); 3 – верхний афебий (вулканогенно-обломочные толщи и гипабиссальные интрузии); 4 – дорифейские образования Билякчанской зоны; 5 – дорифейский кристаллический фундамент; 6 – краевые швы Сибирской платформы (ЮЯ – Южно-Якутский, Н – Нельканский); 7 – главные разломы Юдомо-Майской зоны (Г – Гувиндинский, Ч – Челатский, УБ – Улахан-Бамский, Б – Бурхалинский); 8 – прочие разломы. Мезозойские интрузии междуречья Учур и Большого Айма и бассейна р. Челасина на схеме не показаны

форму. Фундамент ее слагают кристаллические породы архея, претерпевшие ряд преобразований в афебии. Чехол представлен рифейскими, кембрийскими и юрскими осадками. Промежуточное положение между фундаментом и чехлом занимают верхне-афебийские вулканогенно-обломочные толщи (улканская и уянская серии), которые выполняют грабенообразный Улканский прогиб в бассейнах верхнего течения рек

Рис. 2. Геологическая карта северной части Кылаксской гряды (по Вл.А. Комару и др. [1968], с изменениями)

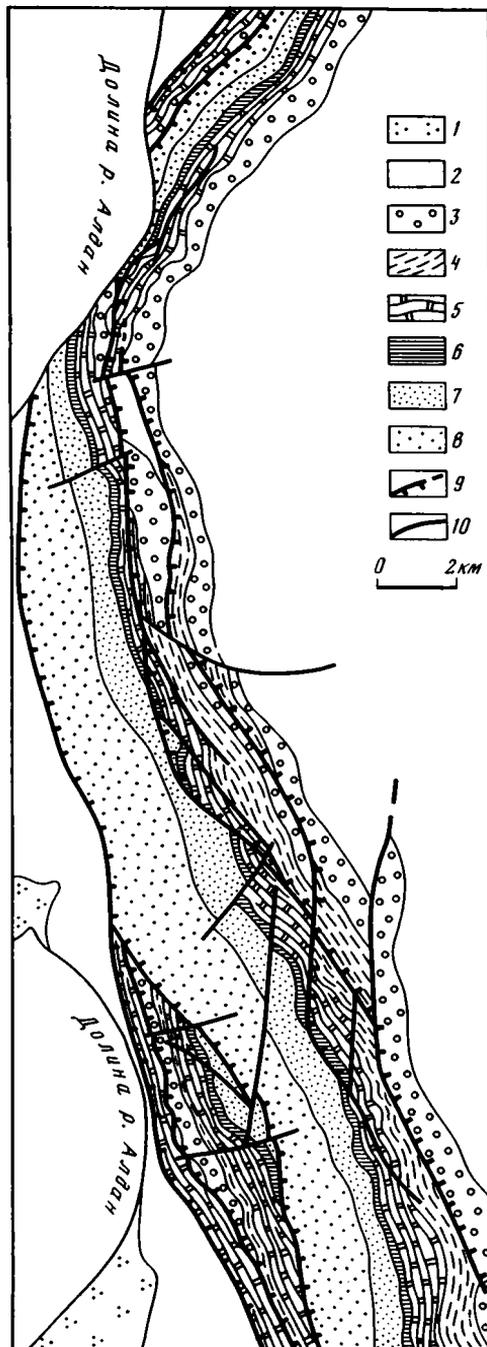
1 — четвертичные отложения; 2 — кембрий и местами юра; 3—8 — рифей: 3, 4 — серии (3 — юдомская, 4 — лахандинская), 5—8 — свиты (5 — чипандинская, 6 — малгинская, 7 — тоттинская, 8 — талынская); 9 — главные надвижки; 10 — прочие разломы

Учур и Маймакан, а также мелкие грабены на правом берегу Учура в его нижнем течении [Гамалея, 1968а; Константиновский, 1974].

Рифейские отложения, играющие главную роль в сложении чехла Учуро-Майской плиты, обладают общим очень незначительным (обычно не более  $2-4^\circ$ ) погружением к северу, а в восточной части плиты — и к востоку и скрываются под сплошным покровом кембрия и юры у северного подножия Дыгдинского вала; на левобережье р. Малый Аим обширный "залив" нижнекембрийских осадков наблюдается и к югу от этого вала. Общее спокойное залегание чехла нарушается лишь в отдельных участках, обычно в связи с разломами, а в междуречье Большого Айма и Учура — и в связи с лакколитоподобными интрузиями мезозойских гранитоидов. Однако и здесь углы падения редко превосходят  $10-15^\circ$ . Более крутые (до  $60-90^\circ$ ) залегания рифея наблюдаются только в пределах кольцевых структур, генетически связанных с внедрением предъюдомских ультраосновных щелочных интрузий (Ингилийская и Кондерская структуры в среднем течении р. Ингили и в бассейне верхний р. Омни), а также в некоторых других локальных участках, которые группируются А.Л. Ставцевым [1968] в субширотные зоны повышенных тектонических напряжений; некоторые из них проникают и в Юдомо-Майскую зону.

Наиболее значительной положительной структурой Учуро-Майской плиты является Омнинское (Омнинско-Батомгское) поднятие, занимающее междуречье Учура, Айма, Май и Батомги. В плане оно имеет неправильную бобовидную форму, вытянутую с севера на юг и юго-восток на 300–350 км, и хорошо видно на геологической карте по области выходов архея, на севере структуры частично перекрытого средним рифеем (см. рис. 1).

Омнинское поднятие разделяет область распространения рифея Учуро-Майской плиты на две неравные части — Учурскую впадину на западе и Майскую впадину на востоке. Учурская впадина, выполненная главным образом нижним рифеем и юдоми-



ем, в плане имеет неправильную, трехлопастную форму. В бассейне р. Гонам и в междуречье Идюма и Уяна в нее с юга вдаются поднятия, в сводах сложенные кристаллическими комплексами фундамента (соответственно Сутамское и Идюмо-Хайканское). Второе из них осложнено узкой выклинивающейся к востоку депрессией — Амуликанским грабенном. Ряд структур второго порядка, осложняющих строение Учурской впадины, описан С.В. Нужновым [1967] и А.Л. Ставцевым [1965, 1968].

Майская впадина — это плоская, полого погружающаяся к северу структура, восточное крыло которой срезано Нельканским швом. Главную роль в ее выполнении играют средне-верхнерифейские и юдомские отложения. Внутреннее строение впадины в бассейне р. Ингили осложняет упоминавшаяся Ингилийская кольцевая структура (16 × 24 км), в ядре которой обнажены гнейсы фундамента и предъюдомские ультраосновные щелочные интрузии, а на крыльях — последовательность средне- и верхнерифейских толщ, с угловым несогласием перекрытых юдомской серией (см. рис. 44). К западу от Учурской впадины, на северном склоне Алданского щита, наблюдается узкая оторочка юдомских отложений, залегающих здесь прямо на архее.

Восточную часть описываемой территории, как уже говорилось, занимает Юдомо-Майская складчато-глыбовая зона. Она сложена главным образом средним и верхним рифеем, юдомием и кембрием; местами в ней сохраняются более молодые палеозойские и юрские толщи, а в ядрах некоторых положительных структур выступает нижний рифей. На южной окраине зоны из-под осадочного покрова обнажается ее фундамент, представленный архейскими кристаллическими породами. Судя по геофизическим данным, он подстилает структуру на всем ее протяжении [Мокшанцев, Горштейн и др., 1968, 1975].

Западным и восточным ограничениями Юдомо-Майской зоны служат региональные разломы. На западе это, как мы уже знаем, Нельканский шов, который отделяет от рифея и кембрия Учуро-Майской плиты на юге и от кембрия и мезозоя Алданом-Майского прогиба на севере. На востоке это Билякчанская зона разломов, по другую сторону от которой обнажаются дорифейские кристаллические серии. (Верхнемайское поднятие) и мезозой — кайнозой Охотско-Чукотского пояса. Упомянутые кристаллические серии входят в состав архейского фундамента Охотского массива [Гринберг, 1968; Ставцев, 1971б, 1976]. В пределах самой Билякчанской зоны в обособленных тектонических блоках обнажены вулканогенно-терригенные серии, которые одно время сравнивались с нижним рифеем (?) и с верхним афебием более западных районов [Забродин, 1966; Константиновский, 1974], а ныне считаются нижеафебийскими или даже архейскими по соотношениям с дорифейскими гранитоидами [Коген и др., 1976; Неволин и др., 1978]. На юге, в бассейне р. Челасин, Юдомо-Майская зона быстро воздымается и частично срезается ограничивающими ее разломами, а на севере срезается мезозоидами Верхоянья или (в северо-восточной части) погружается под них.

В плане Юдомо-Майская зона имеет V-образную форму, будучи расклиненной на две неравновеликие ветви вдающимися в нее с севера фанерозойскими толщами Южно-Верхоянского синклиналия. Границей между этими двумя ветвями служит Улахан-Бамский (Бурхалинский) разлом, северная часть которого разделяет западную ветвь упомянутой зоны и палеозой Сетте-Дабана. Западная ветвь, нередко выделяемая под названием Нельканской или Кыллахской зоны, протягивается от левобережья р. Челасин к бассейну р. Белой. Она представляет собой область гребневидной складчатости. Серией продольных кулисообразных разломов она рассечена на ряд протяженных (до 350—400 км) сравнительно узких (10—40 км) блоков, которые ступенчато погружаются к востоку и северу. С разломами пространственно и генетически связаны узкие (1—3 км) асимметричные антиклинали, разделенные широкими (10—15, иногда до 40 км в поперечнике) пологими синклиналями. Западные крылья антиклиналей шире восточных, нередко подвернуты и в той или иной мере срезаны прилегающими дизъюнктивами. Подобные же структуры определяют строение и восточной ветви Юдомо-Майской зоны, протянувшейся от правобережья р. Челасин к верховьям р. Май, но напряженность складчатости и количество разломов здесь возрастают.

Главные разломы Юдомо-Майской зоны представляют собой взбросо-надвиги и надвиги. Эти разломы, равно как и Нельканский шов, совсем или почти совсем не затрагивают кристаллический фундамент зоны и локализуются только в ее осадочной оболочке [Ставцев, 1971а, 1976; Пушаровский, 1972]. Исключением является, видимо, лишь Улахан-Бамский разлом, при переходе через который к востоку наблюдаются значительное погружение фундамента, затухание магнитных аномалий, протягивающихся со стороны Сибирской платформы, и существенные изменения верхних горизонтов рифея и особенно кембрия. В свете этих данных следует пересмотреть традиционные взгляды на то, что все крупные разломы Юдомо-Майской зоны относятся к категории глубинных и конседиментационных.

Помимо рассмотренных дислокаций, в Юдомо-Майской зоне выделяются две крупные положительные субмеридиональные структуры – Горностахская антиклиналь и Нётское поднятие (антиклинорий). Горностахская антиклиналь прослеживается в среднем течении р. Белой и в верховьях р. Чухоной на 100–110 км: в ее ядре вскрыты нижнерифейские отложения, а на крыльях – вся последовательность более молодых пород вплоть до среднего кембрия (см. рис. 22). Углы падения рифея на восточном крыле структуры 30–50°, на западном – 10–25°. Нётское поднятие, расположенное в бассейнах рек Нёт и Северный Уй, имеет протяженность 100–120 км: оно осложнено многочисленными разломами и рядом крупных открытых складок.

Юдомо-Майская зона и Учуро-Майская плита и их отдельные части отличаются одна от другой не только структурой, но и стратиграфическим объемом развитых в них рифейских толщ и мощностями разновозрастных комплексов. В современной структуре названная зона (или по крайней мере ее западная ветвь) представляет собой область сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области [Ставцев, 1968, 1971а, 1976; Пушаровский, 1972; Мокшанцев и др., 1975], а в палеоструктурном плане является активно развивавшейся депрессией. В дальнейшем изложении, имеющем дело с рифеем данной зоны, мы будем ее именовать "Юдомо-Майский прогиб", стремясь подчеркнуть палеогеологическую ее сущность. Палеотектоническая природа этого прогиба на рифейском этапе в литературе трактовалась различно. Регионально-геологические и геофизические данные ставят Юдомо-Майский прогиб в ряд интракратонных структур, а особенности рифейского развития позволяют видеть в нем авлакоген [Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1966], врезающийся в тело Сибирской платформы с севера. Популярны одно время идеи о развитии здесь байкалид, как уже отмечалось в литературе [Константиновский, 1969; Ставцев, Ельянов, 1970], не подтвердились. Складчатость верхнекембрийских и кембрийских толщ Юдомо-Майской зоны произошла лишь в конце мезозоя, одновременно со складчатостью в Верхояно-Чукотской области.

## ГЛАВА II

### РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА РЕГИОНАЛЬНУЮ СТРАТИГРАФИЮ УЧУРО-МАЙСКОГО РИФЕЯ

Главной проблемой стратиграфии учуро-майского рифея до самого недавнего времени была проблема "сборки" региональной стратиграфической шкалы – корреляция территориально разобщенных опорных разрезов, вскрывающих определенные части общей возрастной последовательности верхнекембрийских толщ данного региона. Возникновение этой проблемы связано с повторением на разных стратиграфических уровнях литологически сходных толщ и их сочетаний, отражающих крупную ритмичность строения разреза, и с недостатком независимых данных для контроля над литостратиграфическими построениями. Центральным моментом такой "сборки" была увязка разрезов, вскрытых в бассейнах Учюра, среднего течения рек Май, Челасина и Белой.

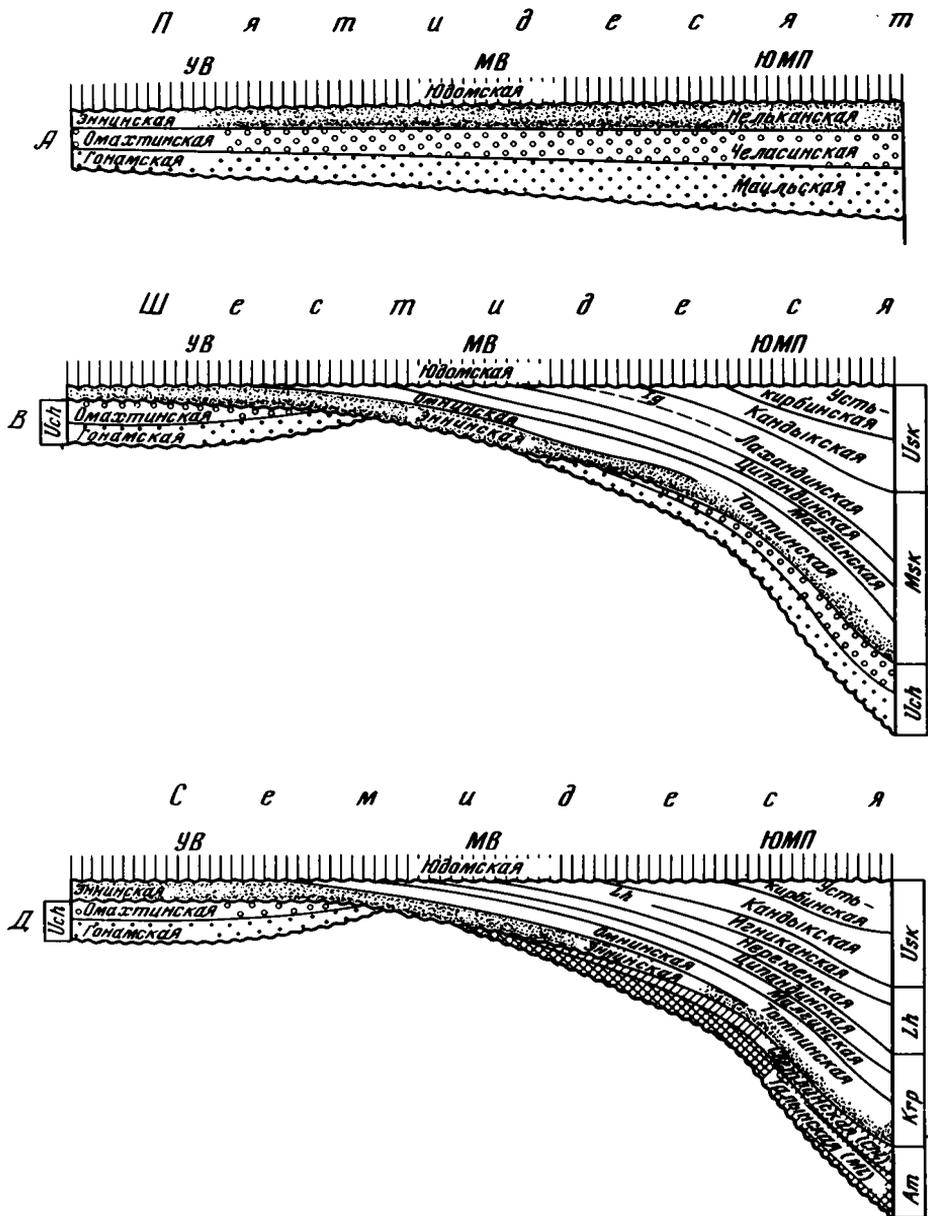
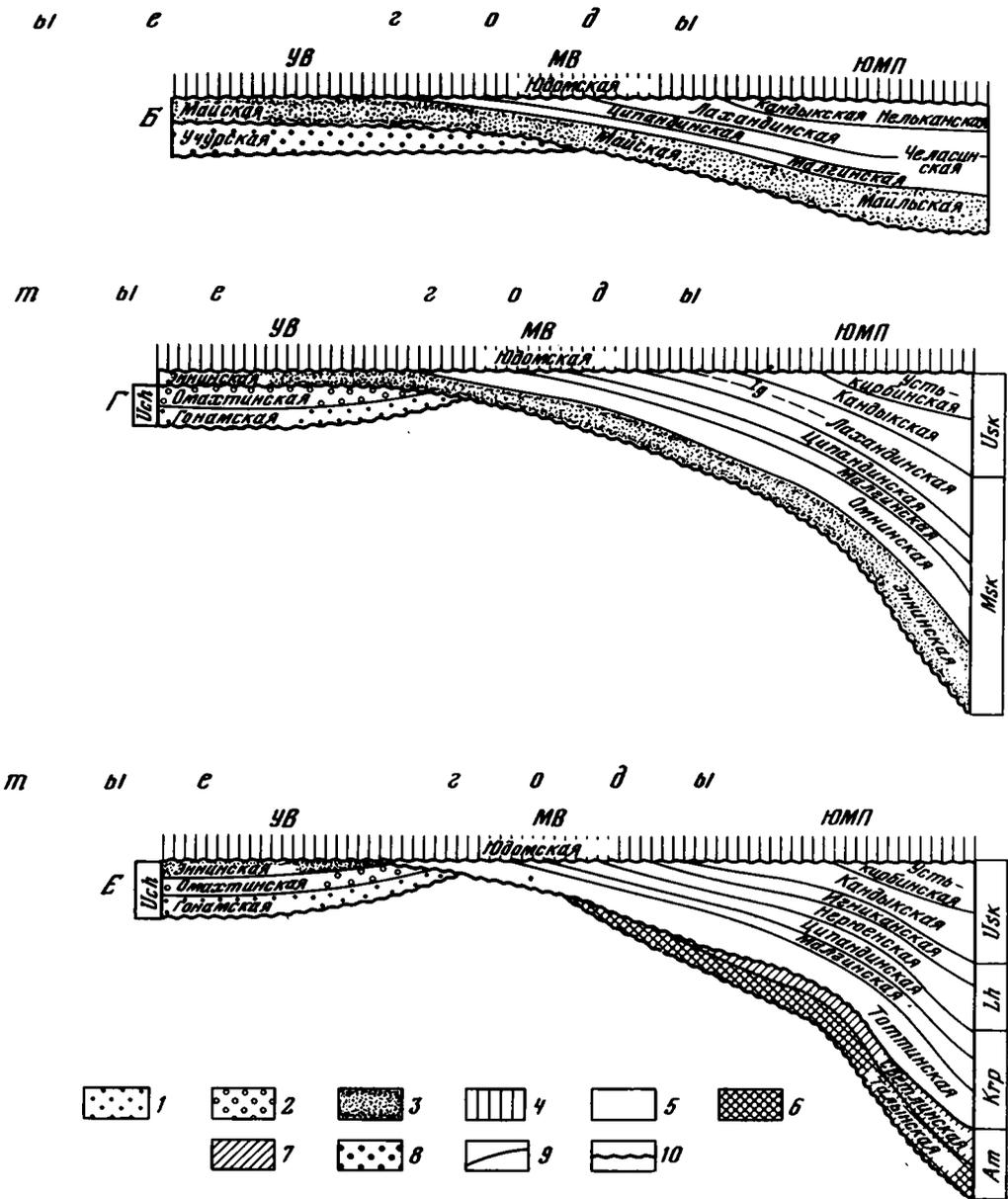


Рис. 3. Эволюция взглядов на стратигрaфию рифея Учуро-Майского региона

А-Е — взгляды различных геологов на расчленение и корреляцию рифейских (верхнепротерозойских) отложений Юдомо-Майского прогиба (бассейн р. Северный Уй), Майской и Учурской впадин (объяснения см. в тексте)

1-3 — свиты Учурской впадины и сопоставлявшиеся с ними толщи: 1 — гонимская, 2 — омаштинская, 3 — эннинская; 4 — юдомская свита (серия); 5 — майская (керпильская и лахандинская) и уйская серии Майской впадины и Юдомо-Майского прогиба; 6, 7 — свиты аимчанской серии: 6 — талынская, 7 — светлинская; 8 — учурская свита В.А. Ярмолюка [1946]; 9, 10 — стратиграфические границы: 9 — согласные, 10 — несогласные

Индексы на схеме: Uch — учурская, Msk — майская, Usk — уйская, Am — аимчанская, Krp — керпильская, Lh — лахандинская серии; Ig — игниканская, Ml — майльская, Chl — челасинская свиты. Впадины: УВ — Учурская, МВ — Майская; ЮМП — Юдомо-Майский прогиб



Ранние исследования региона установили в отдельных его участках местные последовательности свит, в то время всеми без исключения считавшихся кембрийскими (обзор см.: [Нужнов, 1967; Семихатов и др., 1970]), а первые обобщения накопленных материалов привели к созданию двух противоречивых схем расчленения рассматриваемых отложений – схемы Ю.К. Дзевановского [1943, 1946] и схемы В.А. Ярмолюка [1946]. В первой из них принималось, что разрезы осадочных толщ бассейнов рек Учур, Май и Челасина "с поразительной последовательностью" повторяют один другой и повсеместно расчленяются на четыре согласно залегающие свиты (рис. 3, А). Возраст их считался кембрийским, а в начале 60-х годов – синийским.

Принципиально иначе стратиграфию региона трактовал В.А. Ярмолюк [1946]. Он установил несогласие в основании юдомской свиты, докембрийский возраст предшествующих ей толщ и разновозрастность главных объемов этих толщ в бассейнах рек Учур и Май (см. рис. 3, Б). Лишь верхнюю карбонатно-терригенную свиту бассейна Учур, венчающую доюдомский разрез этого участка (III свиту М.Я. Столяра [1934] или эннинскую свиту Ю.К. Дзевановского), В.А. Ярмолюк сопоставлял с терригенной майской свитой, которая начинается разрез осадочных толщ бассейна Май. Выше В.А. Ярмолюк описал здесь малгинскую (пестроцветные известняки), ципандинскую (светлые доломиты), лахандинскую (известняки, доломиты, аргиллиты) и кандыкскую (песчаники) свиты, а ниже скоррелированного эннинско-майского уровня в бассейне Учур выделил карбонатно-песчаниковую учурскую свиту. Эта схема знаменовала первый решительный шаг в разнесении на разные уровни литологически сходных, но разновозрастных толщ различных участков Учуро-Майского региона. Именно по этому пути шло дальнейшее совершенствование его стратиграфии.

Геолого-съемочные и тематические работы, начатые в 1952 г. геологами Алданской экспедиции научно-производственного объединения "Аэрогеология" (обзор см.: [Нужнов, 1967, с. 7–11]), развили стратиграфические построения В.А. Ярмолюка. Результаты этих работ, широко известные по ряду публикаций [Нужнов, Ярмолюк, 1959, 1963; Зленко и др., 1960; Нужнов, 1961а, б, 1967; Моралев, Ставцев, 1961; и др.], подкрепили выводы В.А. Ярмолюка о предъюдомском несогласии, о посвитном расчленении доюдомских толщ бассейна Май и о более высоком стратиграфическом положении их послезеннинской части по сравнению с учурскими толщами. Вместе с тем работы Алданской экспедиции подтвердили данные Ю.К. Дзевановского о региональном распространении юдомской свиты, о трехчленном делении доюдомских толщ бассейна Учур (выделение гонамской, омахтинской и эннинской свит) и привели к обособлению в верховьях Учур догонамской терригенной конкулинской свиты, заключающей пластовые тела магматических пород (улканский субвулканический комплекс [Зленко и др. 1960; Зленко, Шпак, 1961]). Эта свита считалась единственным членом уянской серии, а вышележащие свиты были сгруппированы в учурскую, майскую и уйскую серии [Нужнов, Ярмолюк, 1959, см. рис. 3, В].

После некоторых уточнений, касающихся расчленения и возраста наиболее высоких горизонтов разреза Юдомо-Майского прогиба [Н.Л. Крутов, материалы 1954 г.; Калимулин, 1961; Нужнов, 1961а; Алексеев, Павлова, 1961], около 10 лет считалось, что последовательность учурской, майской, уйской серий и юдомской свиты адекватно отражает реальный разрез рассматриваемых отложений. При этом эннинская свита р. Учур сопоставлялась с базальной частью майской свиты В.А. Ярмолюка (см. рис. 3, В, Г) и считалась связующим горизонтом между доюдомскими разрезами бассейнов рек Учур и Май (подробнее см.: [Нужнов, 1967, с. 8–10]). Именно эта схема была одобрена Новосибирским совещанием по стратиграфии верхнего докембрия Сибири в 1962 г. и подробно освещена С.В. Нужновым [1967]. В начале 60-х годов стало общепринятым мнение о верхнедокембрийском (синийском, рифейском) возрасте доюдомских толщ региона, а первые результаты изучения их строматолитов и К-Аг датирования глауконитов позволили наметить здесь аналогии нижнего, среднего и верхнего рифея [Нужнов, 1960, 1961а, 1967; Келлер и др., 1960; Семихатов и др., 1963; Нужнов, Шаповалова, 1965; Семихатов, Комар, 1965]. Возраст юдомской свиты в те годы был предметом дискуссий, но именно тогда возникло и окрепло мнение, что она принадлежит докембрию и отвечает венду (обзор см.: [Семихатов и др., 1970, с. 15–18]).

Изучение верхнего докембрия северной части Юдомо-Майского прогиба (хребет Сетте-Дабан) на начальном этапе шло своими путями. Первую сводную схему его расчленения предложила Т.С. Кирусенко [1959], которую она уточнила в 1963 г. В те же годы А.И. Калмыков, Г.Г. Пименов, В.М. Базилевский, В.С. Потана, В.А. Ян Жиншин и другие геологи Аллах-Юньской экспедиции Якутского ТГУ разделили северный разрез на 15 свит и установили в нем два несогласия [Ян Жиншин, 1970а, б]. Корре-

ляция этого разреза с опорным южным, впервые намеченная Т.С. Кирусенко (обзор см.: [Баширин, 1967, с. 22]), затем была уточнена рядом геологов, которые предложили в той или иной мере унифицировать номенклатуру сопоставленных свит [Воронов и др., 1966; Башарин, 1967; Константиновский, 1969; Хоментовский и др., 1972; Шаповалова, 1974; и др.].

Рассмотренные схемы Алданской и Аллах-Юньской экспедиций, созданные для двух различных частей Учуро-Майского региона, сыграли решающую роль в разработке современной стратиграфической шкалы всего региона. На пути ее создания эти схемы испытали ряд дополнений и изменений, связанных как с углубленным изучением разрезов, так и с привлечением строматолитов к решению вопросов стратиграфии.

Важные дополнения были внесены в первоначальную схему Алданской экспедиции в самой нижней ее части. На базе конкулинской свиты и улканского субвулканического комплекса обособлены две вулканогенно-обломочные серии — улканская и уянская — в объеме ряда свит [Алексеев и др., 1962; Гамалея и др., 1963, 1969; Забродин, 1966; Гамалея, 1968а, б], за верхней из которых неудачно сохранилось название "конкулинская". Доконкулинская часть этих серий по радиологическим и геологическим данным с середины 60-х годов единодушно считается дорифейской, а конкулинскую свиту в ее новом, сокращенном объеме одни считают дорифейской и включают в уянскую серию [Забродин, 1966; Нужнов, 1967, 1968; Мокшанцев и др., 1968; Потапов и др., 1974; Неволин и др., 1978; и др.], а другие видят в ней фацию базальной части нижнерифейской учурской серии (Г.Ю. Лагздина, В.И. Гольденберг) [Баширин, 1967; Константиновский, 1974; Комар и др., 1977; Семихатов, Серебряков, 1978].

Существенные разногласия в 60-е годы вызывал вопрос о возрасте базальных горизонтов рифея в южной части Юдомо-Майского прогиба. Согласно мнению одних геологов они отвечают нижнемайским ("эннинским") отложениям более западных районов [Безр, 1965; С.М. Калимулин, 1962–1965 гг.; А.Л. Ставцев, В.Р. Алексеев, 1962–1964 гг.; Константиновский, 1969; и др.; см. рис. 3, Г], а согласно мнению других — соответствуют нижележащей учурской серии [А.Л. Ставцев, 1958 г.; А.Г. Лосев, 1958 г.; С.М. Калимулин, 1960, 1966–1968 гг.; Семихатов и др., 1963; Башарин, 1967; Нужнов, 1967, 1968; и др.; см. рис. 3, В]. Геологические съемки С.М. Калимулина (1966–1968 гг.) доказали домайский возраст этих толщ, а изучение их разрезов и строматолитов позволило показать, что в северной части Юдомо-Майского прогиба им отвечают тальинско-светлинские отложения, несогласно налегающие на аналоги учурской серии [Константиновский, 1969; Комар и др., 1970]. В результате сводный разрез региона пополнился новым членом (см. рис. 3, Д), который авторы данной работы и Вл.А.Комар выделили под названием аймчанской серии [Комар и др., 1970], а тальинско-светлинские отложения, ранее считавшиеся эннинскими, нашли свое место в опорном южном разрезе.

Выделение аймчанской серии при сохранении корреляции нижнемайских песчаников с собственно эннинскими отложениями Учурской впадины неминуемо вело к увеличению предэннинского перерыва, в который теперь должна была "вставляться" упомянутая серия. Работы авторов настоящей книги в 1973–1975 гг. показали, что эннинские и подстилающие их омахтинские отложения Учурской впадины образуют единый комплекс осадков и что в бассейне р. Большой Аим базальные песчаники майской серии трансгрессивно налегают на низкие горизонты эннинских толщ. Это послужило основанием для включения эннинской свиты в состав учурской серии и для разрыва корреляции этой свиты с базальными горизонтами майской серии [Серебряков, 1975; Комар и др., 1977; Семихатов, Серебряков, 1978] (см. рис. 3, Е). Позднее этот вывод поддержали другие геологи [Неволин и др., 1978; Макрушин, Манукян, 1978; Литология..., 1980], ранее разделявшие традиционные взгляды на корреляцию названных отложений. Тем самым разрезы доюдомских толщ бассейнов Учур и Май были окончательно раздвинуты на разные уровни (см. рис. 3, Е).

Несколько ранее на основании новых данных о наличии предлахандинского пере-

рыва [Каминский, Потапов, 1968; материалы Д.А. Живцова] и анализа крупной ритмичности разреза было предложено расчленять майскую серию на две самостоятельные серии – керпильскую и лахандинскую [Комар и др., 1970]. Сейчас их обычно понимают как подсерии. В расчленении лахандинской серии (подсерии) пока нет единства. Все единодушны в том, что верхняя ее часть, выделяемая как игниканская (грэнская) свита, хорошо трассируется по всему региону. В то же время большинство геологов полагают, что доигниканская часть серии по всему региону может быть разделена на три выдержанные свиты. На юге их называют кумахинской, мильконской и нельканской, а на севере – вильской, эльдиканской и саларской [Нужнов, 1967; Хоментовский и др., 1972; Ставцев и др., 1974а; Шаповалова, Ян Жин-шин, 1974; Шаповалова, Крылов, 1978; Шенфиль, 1978а; Неволин и др., 1978]. В отличие от этого авторы данной работы и Вл.А.Комар стремятся доказать, что из-за фациальной изменчивости доигниканскую часть лахандинской серии в различных зонах региона нельзя расчленить на адекватные единицы и что в региональном масштабе данная часть разреза может рассматриваться только как единая свита – нерюенская [Комар и др., 1970, 1973, 1977; Серебряков, 1975].

Подобные же разногласия в отношении дробности расчленения и выдержанности подразделений существуют и для уйской серии. Первоначальное двучленное ее деление [Нужнов, Ярмолюк, 1959, 1963] вскоре на отдельных участках было заменено трехчленным [Башарин, Самозванцев, 1964], а для северных районов позднее – и четырехчленным [Ян Жин-шин и др., 1977; Волкодав, Старников, Ян Жин-шин, 1978]. Сейчас четко выражено стремление распространить деление серии на три свиты на всю площадь ее развития [Ставцев и др., 1974а, 1976; Неволин и др., 1978; Литология..., 1980], хотя сохраняются и приверженцы ее расчленения на две региональные свиты. В этой связи надо напомнить, что еще недавно многие геологи стремились в домалгинской части керпильской серии выделять две свиты, хотя сейчас все больше исследователей поддерживают наш вывод о том, что эти "свиты" представляют собой сугубо местные фациальные подразделения единой тоттинской свиты [Комар и др., 1970, 1977; Неволин и др., 1978; Литология..., 1980].

Результаты исследований, проведенных на рубеже 50-х и 60-х годов, показали латеральную изменчивость юдомских отложений и возможность их расчленения на два, а кое-где и на четыре местных подразделения (В.Р. Алексеев, И.П. Кузнецов, А.Г. Лосев, С.В. Нужнов, М.Я. Попов, В.А. Самозванцев и др.) [Работнов, Нарожных, 1961; Башарин, Самозванцев, 1964; Башарин и др., 1968; Ян Жин-шин, 1970б]; границы этих подразделений не всегда совпадали даже на соседних участках (подробнее см.: [Семихатов и др., 1970, с. 13–15; Нужнов и др., 1975]). Детальное изучение юдомской свиты и обобщение литературных данных позволили М.А. Семихатову, Вл.А. Комару и С.Н. Серебрякову [1967а, 1970] проследить двучленное деление этой свиты по существу по всей площади ее выходов, выделить ряд типов ее разрезов, различающихся составом, а иногда и стратиграфическим объемом, и уточнить их палеонтологическую характеристику. Первые находки анабаритесов и некоторых микрофитоцитов в верхней части свиты дали основание выделить здесь аналоги немакит-далдынского горизонта [Розанов и др., 1969; Семихатов и др., 1970].

Эти выводы получили дальнейшее развитие в ряде работ [Потапов и др., 1971; Хоментовский и др., 1972; Ставцев и др., 1974б; Хоментовский, 1975, 1976; Нужнов и др., 1975; Шенфиль и др., 1975; Ян Жин-шин, 1975; Ян Жин-шин и др., 1977; Комар и др., 1977; Гаврильев, 1978; Неволин и др., 1978; Мезенцев и др., 1978], которые не только подтвердили самостоятельность двух подразделений юдомских отложений, но и выявили наличие между ними размыва на значительной части Юдомо-Майского прогиба. В результате эти подразделения стали пониматься как свиты, а их объединение – как юдомская серия. В южной части региона данные свиты в соответствии с приоритетом [Махаев, 1939; Работнов, Нарожных, 1961] называют аймской и устьюдомской, а в северной они недавно выделены как юкандинская и сарданинская [Ян Жин-шин и др., 1977; Мезенцев и др., 1978]. Вместе с тем возникли новые воп-

росы по стратиграфии юдомской серии: 1) корреляция границы аймской и устьюдомской свит, с одной стороны, и юкандинской и сарданинской – с другой; 2) наличие нижнеюдомских (аймских, юкандинских) отложений в нуучалахском гипостратотипе серии; 3) объем серии в северных районах и стратиграфическая принадлежность так называемых чагдинских отложений, которые отдельными геологами вырываются из общего разреза серии и считаются доюдомскими [Гогин и др., 1978; Кропачев, Иогансон, 1978; Иогансон, Кропачев, 1979]; 4) положение границы докембрия и кембрия в юдомской серии [Савицкий, 1975; Комар и др., 1977; Вальков, 1978; Шишкин, Степанова, 1978].

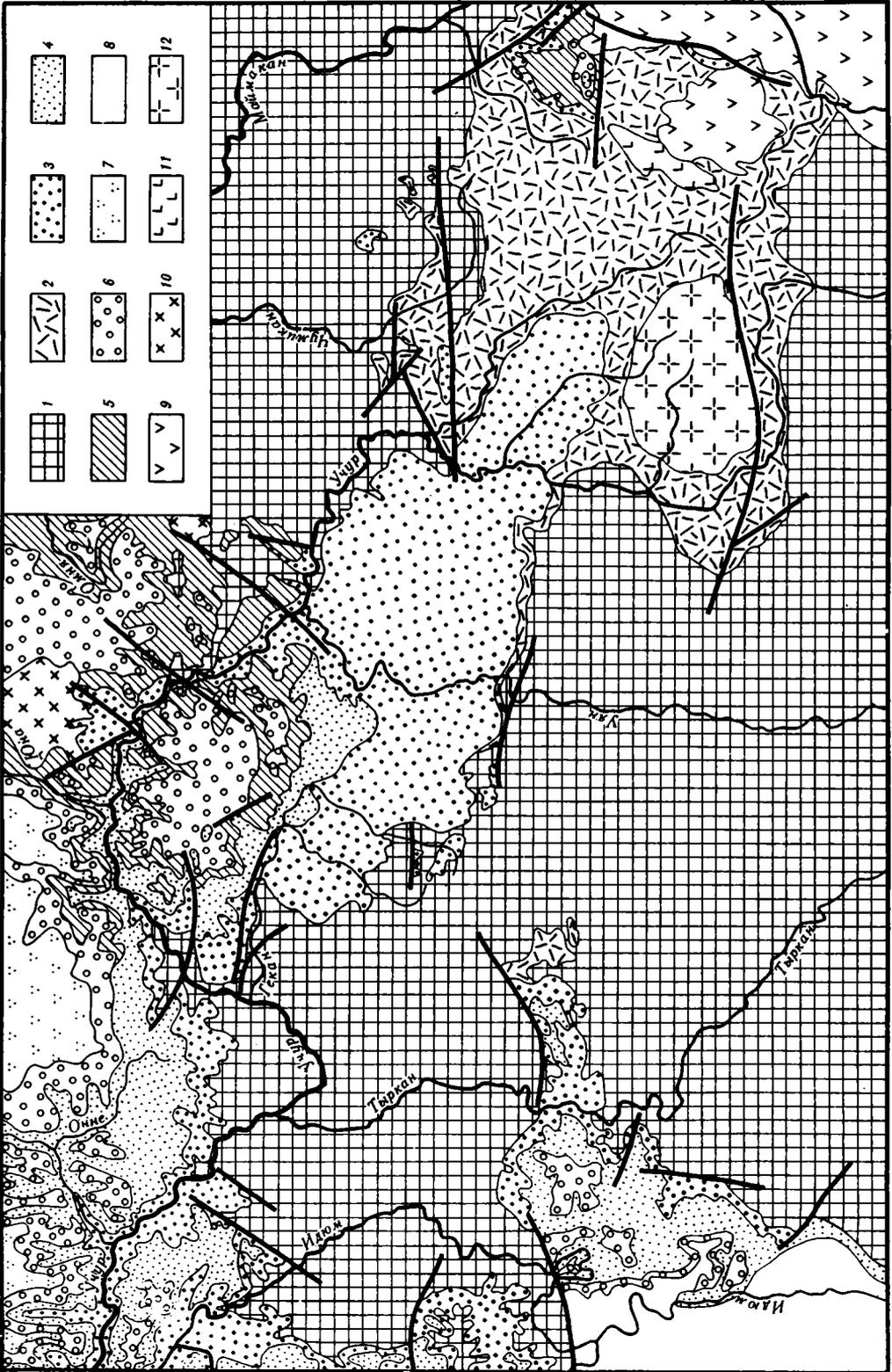
Развитие знаний о строении южных и северных разрезов учуро-майского рифея и о строматолитах подтвердило возможность посвитной корреляции посленижерифейских частей этих разрезов. Наряду с этим новые данные все более подчеркивали своеобразие нижнерифейских отложений северной части региона, ранее известный разрез которых был дополнен более древними толщами [Волкодав и др., 1977; Волкодав, Базилевская, Старников, 1978; Комар и др., 1977; Семихатов, Серебряков, 1978]. Появилось мнение, что лишь часть из них отвечает учурской серии [Волкодав, Базилевская, Старников, 1978]. Широкое распространение в настоящее время получают взгляды о необходимости возврата к собственной номенклатуре всех рифейских свит северной части Юдомо-Майского прогиба или даже [Горбунов, 1979] отдельных ее участков. Эти взгляды получили отражение в унифицированных стратиграфических схемах Сибири 1979 г.

Оценивая современное состояние региональной стратиграфической шкалы учуро-майского рифея, можно отметить, что закончен первый, наиболее важный этап ее создания: выделение определенных свит и серий и установление возрастной последовательности их стратотипов, расположенных в различных участках региона ("сборка" шкалы). Очередной задачей является завершение процесса "развертки" шкалы на площадь: детализация сопоставлений опорных разрезов различных подразделений со стратотипами, прослеживание границ этих подразделений по латерали, уточнение фациальных изменений и палеонтологического содержания свит и их частей. Не менее важно уточнение положения границ общих подразделений докембрия в учуро-майском разрезе. Как известно, лишь одна граница – кровля нижнего рифея проводится в этом разрезе достаточно единодушно, а положение в нем всех остальных границ упомянутой шкалы вызывает оживленную дискуссию (обзор и библиографию см.: [Семихатов и др., 1978; Семихатов, 1979]). Достаточно напомнить, что в схемах разных авторов положение границы среднего и верхнего рифея колеблется от основания керпильской серии до верхней части лахандинской, тогда как аналоги кудаша одни видят в нижнеюдомских, а другие – в верхнеуйских толщах и соответственно смещают нижнюю границу венда. Решению двух указанных задач – дальнейшему развитию и детализации региональной стратиграфии учуро-майского рифея, а также уточнению его общего расчленения – и посвящена предлагаемая книга.

### ГЛАВА III

#### СТРАТИГРАФИЯ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УЧУРО-МАЙСКОГО РЕГИОНА

Региональная стратиграфическая шкала рифейских отложений Учуро-Майского региона, принятая в данной работе, изображена на рис. 4, вкл. Ее основу составляют крупные осадочные ритмы (серии), отвечающие важнейшим этапам осадконакопления и обычно разделенные региональными перерывами или несогласиями. Серии состоят из двух-трех региональных свит, которые соответствуют определенным стадиям осадконакопления внутри осадочных циклов и связаны постепенными переходами. Эти свиты являются наиболее дробными литостратиграфическими подразделениями, которые, несмотря на



испытываемые ими фациальные изменения, можно проследить во всех зонах развития соответствующей серии. Такие региональные свиты установлены для всех серий, кроме учурской, отложения которой развиты в двух изолированных зонах (в Учурской впадине и на севере Юдомо-Майского прогиба) и столь значительно различаются в них по составу и строматолитам, что соотношения объемов выделяемых в них единиц доказать нельзя. Поэтому для каждой зоны сохраняются собственные посвитные деления учурских отложений.

В пределах региональных свит в конкретных участках обособляются более дробные литологические единицы, часть из которых в ходе изучения того или иного участка выделялась как самостоятельные свиты, получавшие собственные названия (см. рис. 4). Опыт латерального прослеживания таких единиц показывает, что они быстро выклиниваются, иногда смещаются на соседние стратиграфические уровни, а границы их резко диахронны. В принятой схеме такие тела трактуются как местные подсвиты или толщи. По содержанию они отвечают формациям в американском понимании, тогда как региональные свиты приближаются к стратиграфическим горизонтам с той важной разницей, что их границы не имеют фаунистического обоснования. Эти границы, несомненно, также не являются строго изохронными, что в ряде случаев вытекает из наблюдаемых латеральных взаимопереходов пограничных частей смежных свит. Однако масштабы этой диахронности очень малы относительно общего объема свит, и ими можно пренебречь.

#### НИЖНЯЯ ГРАНИЦА УЧУРО-МАЙСКОГО РИФЕЯ

Соотношения рифейских и дорифейских образований в Учуро-Майском регионе можно видеть только в южной его части. Здесь обычно прямо на архей налегают сравнительно высокие горизонты рифея (см. рис. 4), и лишь в Учурской впадине вскрыты взаимоотношения нижнерифейских отложений (учурской серии) с архейским фундаментом, а местами и с верхним афебием. Верхнеафебийские отложения этого участка, слагающие улканскую и уянскую серии [Забродин, 1966; Гамалея, 1968б], являются местными представителями характерного комплекса вулканогенных моласс, который завершает дорифейский разрез многих регионов и играет важную роль в разграничении нижнего и верхнего протерозоя, или афебия и рифея [Семихатов, 1972, 1973, 1974, 1978б; Келлер, 1973б; Решение..., 1979].

Улканско-уянские отложения ныне развиты в двух разобщенных участках: в обширном Улканском прогибе в междуречье Хайкана и Батомги на крайнем юго-востоке региона и в системе небольших грабенных на правобережье р. Учур в его нижнем течении (см. рис. 1). Улканский прогиб представляет собой субшироко вытянутую асимметричную структуру, имеющую относительно крутое южное крыло и очень пологое северное. Улканская серия, залегающая в основании разреза этого прогиба, объединяет три свиты красноцветных песчаников и вулканитов мощностью до 4000 м. Первые имеют вулканомиктовый, аркозовый и изредка кварцевый состав, а вторые — липаритовый, трахиандезитовый и иногда трахибазальтовый. Серия вмещает множество комагматических гипабиссальных тел, в том числе Улканский массив субщелочных гранитоидов. Уянская серия налегает с размывом на улканскую, а по северной окраине прогиба выходит на фундамент и сама обладает рядом внутренних перекрытий. Ее начинают аркозовые и полевошпат-кварцевые песчаники, конгломераты и вулканиты трахиандезитового и липаритового состава (600 м), выделяемые в биридинскую свиту [Гамалея, 1968а, б; Константиновский, 1974]. К верхней части той же серии нередко относят несогласно

Рис. 5. Схематизированная геологическая карта бассейна верхнего течения Учур. Составлена по материалам геологических съемок и данным авторов

1 — дорифейский кристаллический фундамент; 2 — верхнеафебийский улканско-биридинский комплекс; 3—6 — рифей: 3, 4 — учурская серия (3 — гонамская, 4 — омахтинская и энинская свиты), 5 — керпыльская серия, тоттинская свита, 6 — юдомская серия; 7 — нижний кембрий; 8 — юра; 9 — мезозойско-кайнозойские вулканиты; 10 — мезозойские гранитоиды; 11, 12 — позднеафебийские интрузии: 11 — габброиды, 12 — гранитоиды Улканского массива

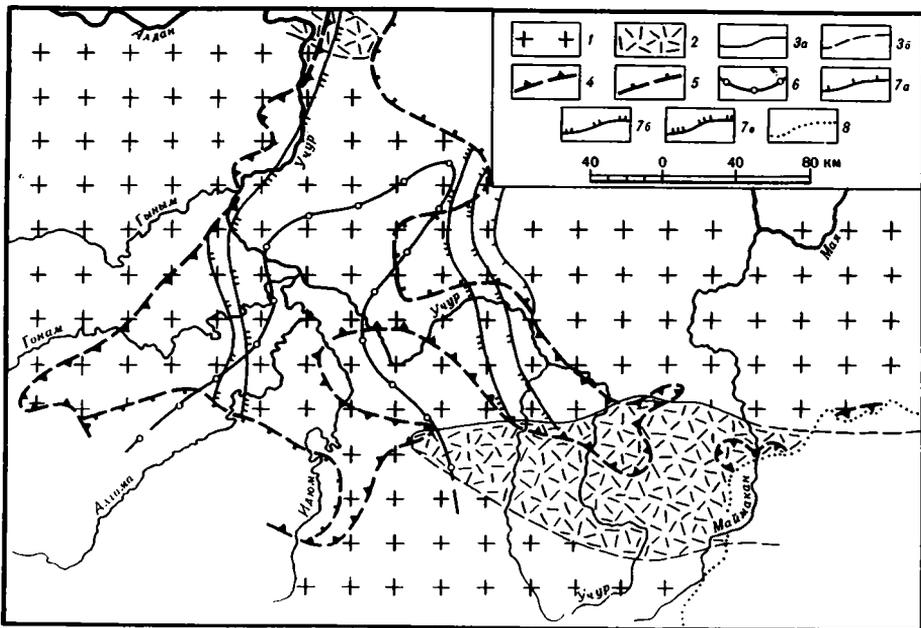


Рис. 6. Схематическая палеогеологическая карта к началу гонамского времени. Составлена по материалам геологических съездов и данным авторов

1—3 — элементы предгонамского среза: 1 — дорифейский кристаллический фундамент, 2 — улканско-бириндинский комплекс и локализованные в нем интрузии, 3 — границы свит (а — прослеженные, б — предполагаемые); 4, 5 — обобщенные контуры современного распространения: 4 — гонамской, 5 — тоттинской свит; 6 — граница фациальных зон гонамского времени (см. врезку на рис. 7); 7 — нижние границы свит учурской серии в предтоттинском срезе: а — гонамской, б — омахтинской, в — эннинской; 8 — граница сплошного распространения мезозойско-кайнозойских пород

залегающую конкулинскую "свиту" песчаников, которая, как мы увидим далее, является местной фацией базальной части учурской серии нижнего рифея.

Соотношения субгоризонтально залегающих улканско-уянского и учурского комплексов лучше всего выступают на геологической и палеогеологической картах. На первой из них (рис. 5) видно, что Учурская впадина и Улканский прогиб погружаются в противоположных направлениях, а учурская серия перекрывает различные горизонты улканско-бириндинских толщ и на обширных пространствах выходит на фундамент, запечатывая собой Улканский прогиб. Еще ярче те же соотношения читаются на карте предгонамского среза (рис. 6), на которой четко обрисована западная центрициальная линейно вытянутого Улканского прогиба, срезанная и перекрытая изометричной Учурской впадиной. Более того, граница фациальных зон гонамской свиты и документально восстановленные контуры Учурской впадины в предтоттинское время оказываются индифферентными к возрасту подстилающих образований и под прямым углом секут контур улканского палеопргиба. Важно, что учурские отложения резко контрастируют с улканско-бириндинскими по степени зрелости терригенного материала и в ряде мест предваряются площадной корой выветривания [Шпак, Сурикова, 1967]; несогласие между ними отмечается [Чилия, Леонова, 1968; Потапов и др., 1974] и на северо-западе региона, в низовьях р. Учур. Иначе говоря, накоплению учурской серии предшествовала принципиальная структурная перестройка. Анализ материалов по рассматриваемым и по более западным районам Алданского щита показывает, что ее возраст близок к  $1650 \pm 50$  млн. лет. (обзор и библиографию см.: [Семихатов, 1978]). Иными словами, предучурский рубеж по геологическому выражению и изотопному возрасту адекватен нижней границе рифея в ее классическом понимании.

При изучении учуро-майского рифея из-за общей довольно плохой его обнаженности мы не могли ограничиться описанием только коренных обнажений и нередко принуждены были обращаться к развалам, высыпкам и выворотням. Характер обнаженности описываемых ниже разрезов отражен на прилагаемых колонках. Замеры мощностей в обнажениях проводились рулеткой, а для значительных монотонных горизонтально лежащих толщ — anerоидом с ценой деления 2 м. Тот же anerоид применялся для высотной привязки точек наблюдения и замеров мощностей тех интервалов разрезов горизонтально лежащих свит, которые изучались по высыпкам или развалам. Точность измерения мощностей наклонно залегающих толщ Юдомо-Майского прогиба при недостаточной обнаженности зависела от доступной частоты надежных замеров элементов залегания пород. Ширина выходов в таких условиях определялась рулеткой, шагами или по высотным привязкам выходов на детальных топографических картах.

#### УЧУРСКАЯ СЕРИЯ

Учурская серия, выделенная С.В. Нужновым и В.А. Ярмолюком [1959], объединяет карбонатно-терригенные толщи, развитые в двух разобщенных участках — в Учурской впадине и на севере Юдомо-Майского прогиба. В первом из этих участков она представляет собой четкий трансгрессивный ритм, объединяющий отложения гонамской, омахинской и эннинской свит [Комар и др., 1977; Неволин и др., 1978]. Во втором участке серия теряет ясную трансгрессивную направленность строения. Выделяющиеся здесь конкретные пачки группируют в две (трехгорную и димскую) или четыре (пионерскую, трехгорную s. str., димскую s. str. и белореченскую) местные свиты; в случае четырехчленного деления три верхние свиты объединяются в хандинскую серию.

#### Учурская впадина

Учурская серия выстилает всю гигантскую чашу одноименной впадины, обнажаясь главным образом в ее юго-западной и южной частях, вдоль долины р. Учур и его левых притоков — рек Идюма, Алгомы и Гонама, а также на севере структуры, в бассейне р. Большой Аим. К северу и востоку от этих районов учурские отложения скрываются под сплошным чехлом тоттинских и юдомских толщ.

Наиболее полные и лучше всего обнаженные разрезы серии вскрыты по склонам долины р. Учур между устьями рек Артына и Суклана, где наблюдаются отложения всех трех слагающих ее свит. К западу, югу и юго-востоку от названного участка верхние горизонты серии срезаются более молодыми отложениями и вновь появляются из-под них только у южной кромки Учурской впадины, в междуречье Алгомы и Идюма. К северу от р. Учур, на погружении впадины, гонамская свита почти не выходит на дневную поверхность, а эннинская свита обычно представлена только нижними своими горизонтами, на которые несогласно налегают тоттинские или юдомские отложения.

#### Гонамская свита

Гонамская свита песчаников и подчиненных доломитов выделена в 1947 г. Ю.К. Дзевановским и З.Г. Ушаковой. Лучшие разрезы свиты расположены в среднем течении р. Учур в районе устья р. Гонам, в низовьях последнего, Алгомы и Идюма, где наблюдаются многочисленные коренные выходы, позволяющие в деталях изучать полный разрез свиты или его значительные части. Цокольные террасы, сложенные породами разных частей свиты, прослеживаются по р. Учур от устья р. Гонам до руч. Тьяллах и между устьями рек Юны и Уяна. Вне названных участков гонамские отложения высоко подняты над урезом рек и обнажаются главным образом в крупноглыбовых развалах и высыпках.

Ранее уже говорилось, что гонамская свита несогласно налегает на верхнеафэбийские и архейские образования. Контакт с первыми в естественных обнажениях не вскрыт, и несогласие между ними вычитывается лишь на геологической карте, а контакт с археом

наблюдается в ряде пунктов. Лучший из них расположен на правом склоне долины р. Учур над устьем руч. Суклан (в 15 км ниже устья Гонама) в типовом разрезе свиты. Здесь на неровную поверхность гнейсов фундамента, несущих следы выветривания, налегают красно-бурые конгломераты с округлыми и уплощенными, реже округло-угловатыми гальками размером от 0,5–1 до 10–12 см. В составе галек преобладают гранитоиды и гранито-гнейсы, реже встречаются кварц, кварцевые порфиры, базиты, а иногда и кварцитовидные песчаники. Гальки не сортированы, то тесно сближены, то рассеяны в красноцветных, резко разнозернистых полевошпат-кварцевых доломитистых песчаниках, образующих наибольшие линзы среди конгломератов. Мощность последних над устьем руч. Суклан составляет 2,5 м, но уже в 400 м к юго-востоку они выклиниваются, и в основании свиты располагаются описываемые далее песчаники, которые в нижних 10–25 см содержат рассеянные гальки и гравий кристаллических пород, полевого шпата и кварца. Именно такие песчаники, а не конгломераты залегают в основании свиты почти во всех прочих изученных нами ее разрезах. Выше конгломератов в стратотипе следуют<sup>1</sup>:

Мощность, м

1. Песчаники вишнево-красные, преимущественно мелкозернистые, кварцевые и полевошпат-кварцевые, иногда глауконитовые, с прослоями средне- и крупнозернистых полевошпат-кварцевых. Все породы косослоистые, с прослойкой сортировкой материала по крупности зерна, в отдельных линзах содержат рассеянные гальки и гравий кварца и гранитов. Цемент кварцевый, регенерационный, местами гидрослюдистый и каолинистый, а нередко и доломитовый, поровый. У кровли – линзы красных алевролитов . . . . . 8
2. Алевролиты сургучно-красные, реже серые, полевошпат-кварцевые, слюдистые, тонкопесчанистые, с доломитовым базальным и поровым цементом, чередующиеся через 10–70 см с прослоями и линзами (15–30 см) кирпично-красных тонкоплитчатых мелкозернистых доломитистых песчаников, иногда заключающих мелкие *Radiosus*. В алевролитах обычны галечники и мелкие линзы глинистых доломитов . . . . . 27–29
3. Песчаники вишнево-красные, преимущественно мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, с поровым и базальным доломитовым цементом, с подчиненными прослоями (до 60 см) оранжевых тонкополосчатых песчаных доломитов и бескарбонатных песчаников . . . . . 21–23
4. Песчаники красноцветные, мелкозернистые, с примесью более грубого материала, олигомитовые, полевошпат-кварцевые, слабоглауконитовые, тонкоплитчатые, в нижней части с прослоями глинистых алевролитов, а в верхней – с пластинами толстоплитчатых средне- и крупнозернистых полевошпат-кварцевых песчаников, выделяющихся своей плотностью. В кровле – пласт красноцветных доломитов (0,5 м), в котором происходит быстрая смена песчаных разностей онколито-выми<sup>2</sup> с *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., *R. ovale* (Vologd. et Drosd.), а затем строматолитовыми со *Stratifera omachtella* Semikh. и *Omachtenia omachtensis* Nuzhn. (обр. 4461/271Н) . . . . . 29–30
5. Те же мелкозернистые песчаники с пластинами крупнозернистых, которые исчезают в верхних 20–25 м пачки . . . . . 100–110

Нижняя часть приведенного разреза (слои 1–4), имеющего общую мощность 185–200 м, составлена главным образом по коренным выходам, а верхняя (слой 5), предшествующая омахтинской свите, – по высыпкам. Прекрасные обнажения верхней половины гонамской свиты наблюдаются в 17 км к юго-востоку от стратотипа, на левом склоне долины р. Алгомы в 4 км от ее устья. В основании скал здесь обнажаются аналоги третьей пачки стратотипа (видимая мощность 7 м), но лишенные доломитов, а выше залегают красноцветные мелко- и среднезернистые полевошпат-кварцевые и аркозовые песчаники, чередующиеся через 0,2–1,2 м с небольшими (5–30 см) прослоями сургучно-красных глинистых алевролитов, количество которых сокращается вверх по разрезу. В кровле этой пачки, имеющей мощность 31 м, песчаники постепенно сменяются песчанисто-онколитовыми доломитами, которые образуют пласт в 65–70 см. В нем наблюдаются *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., *R. ovale* (Vologd. et Drosd.), а в верхней части – строматолиты *Omachtenia omachtensis* Nuzhn. (обр. 4470/35E). По строе-

<sup>1</sup> Все разрезы в этой работе описаны снизу вверх.

<sup>2</sup> Под названием "онколиты" здесь и далее понимаются микрофитолиты с концентрической слоистостью в соответствии с терминологией, укоренившейся в советской литературе по докембрию.

нию и положению в разрезе этот пласт отвечает пласту, венчающему слой 4 стратотипа (рис. 7, вкл.).

Вышележащая часть разреза, отвечающая слою 5 стратотипа, у устья р. Алгомы расчленяется на две части. В нижних 25 м песчаники, аналогичные только что описанным, через 1–1,5 м расклинены наибольшими (0,3–0,9 м) пакетами тонкого линзовидного переслаивания сливных и глинистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, местами несущих трещины усыхания. Верхние 80 м разреза представлены чередованием прослоев в 0,5–1 м вишнево-красных плитчатых мелкозернистых довольно рыхлых полевошпат-кварцевых песчаников с монолитными пластами по 0,5–2,5 м светлых сливных аркозовых и полевошпат-кварцевых средне- и крупнозернистых песчаников. Роль последних постепенно возрастает к середине пачки, а затем резко падает. Здесь в значительном количестве появляются песчаники с доломитовым цементом, спорадически наблюдаемые и ниже по разрезу. Выше с постепенным переходом следует ритмичное чередование терригенных и карбонатных пород омахтинской свиты.

Несколько восточнее приведенного разреза, в правом склоне долины р. Идюм у устья руч. Аян-Юрхя, строение верхней части гонамской свиты отличается от только что описанного лишь некоторыми вариациями в количественном соотношении алевролитов, мелкозернистых и более грубых песчаников на сопоставимых уровнях (см. рис. 7).

Три приведенных разреза дают полное представление о составе гонамской свиты в центральной части Учурской впадины. Типоморфными для свиты являются красноцветные, нередко пятнистые песчаники, окраска которых постепенно светлеет вверх по разрезу. По текстурно-структурным признакам среди них выделяются две разновидности: 1) тонкоплитчатые, главным образом мелкозернистые песчаники с подчиненной примесью крупноалевритовых и среднепсаммитовых частиц, приуроченных к отдельным микропрослоям; 2) толстоплитчатые или массивные, преимущественно средние и крупнозернистые породы, обычно содержащие рассеянные мелкогравийные зерна, а в отдельных тончайших прослоях и мелкозернистую примесь. Минеральный состав той и другой разновидности изменчив от почти чисто кварцевого (не более 5–7% полевых шпатов) до аркозового, в котором около 40–45% обломочной фракции представлено полевыми шпатами (как калиевыми, так и плагиоклазами, свежими и совершенно разложившимися). Наиболее часты (особенно у основания и в средней трети свиты) олигомиктовые разности с содержанием кварцевых зерен 75–90%. Помимо кварца и полевого шпата, в обломочной фракции в очень небольшом количестве встречаются обломки микрокварцитов, листочки слюды, а в базальных горизонтах – и кристаллических пород. В карбонатных песчаниках некоторая часть обломочных зерен нередко представлена доломитом.

Все песчаники отличаются средней и плохой окатанностью обломочного материала. Цемент их чаще всего кварцевый регенерационный, реже доломитовый поровый или базальный; последний обычно включает онколиты плохой сохранности. Изредка встречается глинисто-гидрослюдистый, а в нижней части свиты и каолиновый цемент. В средней части свиты у устья р. Идюм А.В. Ивановская в одном шлифе в составе цемента отметила барит. Цемент обычно в той или иной мере пропитан гидроокислами железа; обломочные зерна, как правило, имеют железистую рубашку. Алевролиты гонамской свиты по составу близки к песчаникам, но для них более обычны глинистый и глинисто-гидрослюдистый цемент с обильной примесью гидроокислов железа и повышенное содержание слюды в обломочной фракции.

Гонамские породы обладают определенным набором текстур, устойчивым на всей площади развития свиты. Песчаники, как правило, имеют грубую слоистость, подчеркнутую окраской или сортировкой материала по грубости зерна. Для плитчатых разностей характерна субгоризонтальная, пологоволнистая или очень тонкая перекрестная слоистость, для массивных – довольно грубая перекрестная с клиновидными сериями в 5–25 см, реже 50–80 см. На поверхностях напластования обычны трещины усыхания (нередко нескольких генераций), симметричные знаки ряби, глиптоморфозы по

кристаллам галита величиной до 2 см. Эти поверхностные текстуры наиболее типичны для прослоев и пачек, обогащенных глинистым материалом. Чтобы не повторяться, мы далее не будем касаться перечисленных текстур.

Хотя предшествующие исследователи неоднократно отмечали значительную латеральную изменчивость гонамской свиты, существует мнение [Нужнов, 1967], что на большей части Учурской впадины она расчленяется на четыре выдержанных горизонта: конгломератовый, алевролитовый, доломитовый и песчанниковый (в стратотипе соответственно слои 1, 2, 3 и 4–5). Это мнение породило серьезные ошибки в сопоставлении доомахтинских терригенных толщ верхнего течения р. Учур со стратотипом гонамской свиты.

Строение свиты, близкое к типовому, сохраняется только в довольно узкой зоне, протянувшейся от района устья р. Гонам к югу и северо-северо-востоку. В этой зоне ясно обособляется нижняя часть свиты, в которой, помимо песчаников, содержится изменчивое количество аргиллитов, алевролитов и разнообразных доломитов, и верхняя, представленная только песчаниками. Однако определенные фациальные изменения наблюдаются и здесь: к югу резко увеличивается мощность свиты, возрастает количество карбонатов, а уровень их появления все более приближается к подошве свиты.

Такие изменения иллюстрирует разрез по правому берегу р. Идюм в 7 км от его устья, где свита достигает мощности 380–400 м. В ее основании на гранито-гнейсах архея здесь залегают розовато-серые мелко- и среднезернистые тонкоплитчатые полевошпат-кварцевые, частично доломитистые песчаники (8 м), содержащие в основании пласты гравийных разностей и гальки архейских пород, а выше — тонкие прослои вишневых алевролитов и мелкие линзы доломитов. Выше следуют вишневые плитчатые доломитистые алевролиты (12–13 м), содержащие небольшие прослои песчаников и линзы слюдястых аргиллитов, а затем — мощная (98–100 м) терригенно-карбонатная толща. Она состоит из нескольких пачек (мощностью от 4 до 19 м) частого ритмичного чередования песчаников и разнообразных доломитов и из разделяющих их пакетов (в 2–14 м) песчаников и подчиненных алевролитов. Ритмичные пачки объединяют небольшие трансгрессивные ритмы, по разрезу которых песчаники сменяются сперва песчаниками или песчанисто-онколитовыми, а затем в некоторых ритмах строматолитовыми и иногда хемогенными доломитами. Каждый член таких ритмов обычно слагает прослой в 10–50 см, и только песчаники могут давать более значительные слои. Песчаники данной толщи в большинстве своем представлены мелко-среднезернистыми плитчатыми красноцветными разностями с доломитовым цементом; реже встречаются более грубые сливные породы, имеющие светлую окраску.

Описанная терригенно-карбонатная толща, как мы увидим далее, по набору пород и характеру их чередования близка к омахтинской свите. Ее строматолиты представлены *Stratifera omachtella* Semikh. (обр. 226И, 226М, 227, 227Г, коллекция 4470), *Str. sp.* и редкими *Paniscollenia omachta* Semikh. (обр. 226Б, 226В, коллекция 4470), а микрофитолиты — *Radiosus ovale* (Vol. et Drosd.), *R. schenkmani* Zabr., *R. kussiensis* Zabr., *R. tenebricus* Z. Zhur., *Nelcanella occidentalis* Zabr., *Asterosphaeroides f. n.*, редкими *Radiosus arlanensis* Zabr., *Osagia uchurica* Nar., *Glebosites magnus* Nar.

Выше в рассматриваемом разрезе располагается 43–45-метровая пачка песчаников, в составе которой преобладают розовые и палевые мелкозернистые бескарбонатные и очень слабо доломитистые полевошпат-кварцевые тонкоплитчатые породы с небольшими прослоями сургучных алевролитов и аргиллитов. Среди них залегают монолитные пласты более грубых сливных песчаников, количество которых растет к кровле пачки. Ее венчает 4-метровый горизонт песчанистых, строматолитовых (*Stratifera omachtella*, обр. 4470/227К) и онколитовых (*Radiosus arlanensis*, *R. kussiensis*) розовых доломитов, легко находящий своих аналогов в ранее описанных разрезах (см. рис. 7). Завершает разрез гонамской свиты в нижнем течении р. Идюм значительная толща песчаников, отличная от одноименной толщи приустьевой части рек Идюма и Алгомы лишь гораздо большей мощностью (200–220 м), преобладанием светлой (желтовато-серой до белой) окраски, увеличением количества доломитистых

песчаников и появлением отдельных прослоев доломитов со *Stratifera omachtella* (обр. 4470/228а), *Str. sp.*, *Radiosus ovale* (Vologd. et Drosd.), *Nelcanella sp.*, *Volvatella biljachica* Milst. И так, все пачки, выделенные в стратотипе гонамской свиты, узнаются в нижнем течении р. Идюм, а данные С.В. Нужнова [1967] свидетельствуют, что они прослеживаются и в среднем течении р. Алгомы, где мощность свиты составляет 290–300 м. •

Подобное строение свита сохраняет и на крайнем юге Учурской впадины, в низовьях р. Мулам (на склонах высот 1204 и 1552 м):

	Мощность, м
1. Песчаники розовато-серые, мелкозернистые, аркозовые и полевошпат-кварцевые, нередко доломитистые, с прослоями более грубых разностей, вишневых алевролитов, а у основания – и гравелитов с мелкими обломками кварца и гранитоидов . . . . .	10–12
2. Алевролиты вишневые, песчанистые, доломитистые, чередующиеся с розовато-серыми, обычно алевролитистыми онколитовыми доломитами (пласты до 2 м) и с редкими песчаниками . . . . .	13–14
3. Песчаники грязно-розовые, мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, с базальным доломитовым цементом, с прослоями (1–2 м) розовых онколитовых песчанистых доломитов . . . . .	14–15
4. Доломиты серые, строматолитовые, песчанисто-онколитовые и онколитовые, чередующиеся с подчиненными прослоями доломитистых полевошпат-кварцевых песчаников. 40–42 (видимая) Перерыв в обнажении . . . . .	10–12
5. Песчаники вишнево-красные, мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, плитчатые, с прослоями алевролитов и розоватых массивных среднезернистых, иногда доломитистых песчаников . . . . .	29–30
6. Те же песчаники, чередующиеся с серыми косослоистыми песчанисто-онколитовыми доломитами и онколитовыми песчаниками. Прослой белых кварцевых среднезернистых песчаников . . . . .	18–20
7. Песчаники желтовато-серые и серые, среднезернистые, аркозовые и полевошпат-кварцевые, косослоистые, с маломощными (5–30 см) прослоями бурых мелкозернистых песчаников, алевролитов, а иногда и с линзами песчанистых доломитов . . . . .	20–25
8. Песчаники вишнево-красные, мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, тонкоплитчатые, с прослоями и пачками средне- и крупнозернистых полевошпат-кварцевых песчаников. В 65–80 и 110–118 м от основания – две пачки среднезернистых песчаников, выделяющихся плотностью, светлой окраской и олигомиктовым составом . . . . .	150–160

Выше залегает чередование сходных песчаников и разнообразных доломитов, относимое нами к омахтинской свите. Таким образом, общая мощность гонамских отложений в низовьях р. Мулам 310–340 м. В пачках 2–4 содержатся микрофитолиты *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., *R. kussiensis* Zabr., в пачке 6 – *Volvatella biljachica* Milst., а в пачке 4 – и строматолиты *Stratifera omachtella* (обр. 4470/200 И).

Состав и последовательность гонамских отложений в низовьях Мулама и Идюма очень похожи на наблюдаемые в стратотипе свиты (см. рис. 7). Однако соотношения мощностей и детали строения литологически сходных пачек там и здесь разные. Наиболее ярко это видно на примере терригенно-карбонатной толщи. К юго-востоку от стратотипа она резко увеличивается в мощности, обогащается доломитами (в особенности их онколитовыми, а в низовьях р. Идюм и строматолитовыми разностями) и все более приближается к основанию свиты. Мощность предшествующей ей пачки по отношению к мощности всей свиты в стратотипе составляет 21%, в низовьях р. Идюм – 7%, а в приустевой части р. Мулам – 3%, тогда как аналогичные подсчеты для самой терригенно-карбонатной толщи дают соответственно 11, 27 и 22%. Ясно, что эти (равно как и другие) подразделения, выделяемые в гонамской свите, представляют собой не стратиграфические единицы, а объединенные единством состава геологические тела с резко диахронными границами.

В 25–27 км к северо-западу от муламского разреза, в верховьях р. Алгомы у устья руч. Оюмрак, карбонатные породы, по данным В.И. Гольденберга, выходят прямо в основание гонамской свиты, залегая на фундаменте. Это 5-метровая пачка розоватых песчанистых оолитовых доломитов. Выше в составе свиты В.И. Гольденберг описывает толщу (140–150 м) красноцветных средне- и крупнозернистых, нередко доломитистых песчаников, содержащих пласты в 1–3 м песчанистых доломитов, и вышележащую толщу (100 м) серых и розоватых мелко- и среднезернистых, преимущественно бескарбонатных песчаников. Мощность свиты здесь около 250 м.

Карбонатные прослои в нижней половине гонамских отложений, по данным Я.Д. Шенкмана и Г.Ю. Гаген-Торн, сохраняются и к востоку от низовьев р. Мулам, в междуречье Тыркана и Хайкана (Амуликанский грабен), где они встречаются в нижних 130–150 м свиты и на отдельных интервалах слагают до одной четверти ее разреза. В них, по определениям В.Е. Забродина, содержатся микрофитолиты *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., *Osagia libidinosa* Z. Zhur., *Nelcanella radians* Vologd. et Drosd. Общая мощность свиты здесь колеблется от 260–280 м (р. Амуликан) до 325–340 м (водораздел ручьев Лартак и Айайя).

Чередование песчаников и разнообразных доломитов в нижней части гонамской свиты можно наблюдать также к востоку от ее стратотипа, по р. Учур в районе устья р. Онне, а также, судя по данным В.И. Татарина и И.П. Кузнецова, к северу от стратотипа, на правом берегу р. Ярмарка Хапчана, впадающей в р. Большой Аим. Совместно с преобладающими песчаниками и алевролитами карбонаты слагают здесь 30–40-метровую пачку, которая подстилается песчано-гравелитовой пачкой видимой мощностью 5–10 м и перекрывается мощной толщей мелко- и среднезернистых красноцветных песчаников с прослоями доломитистых разностей в верхней части. Общая видимая мощность свиты тут около 300 м.

Рассмотренный карбонатно-терригенный тип строения гонамской свиты характеризуется довольно узкую (в 70–100 км), расширяющуюся к югу зону, вытянутую в субмеридиональном направлении от бассейна р. Ярмарка Хапчана к верховьям р. Алгомы, низовьям р. Мулам и Тыркан-Хайканскому междуречью (см. рис. 7, врезка). Вне этой полосы доломиты не образуют сколько-нибудь заметных пачек в гонамской свите и лишь иногда появляются в виде маломощных прослоев, которые присутствуют, однако, не в нижней, а в верхней ее части.

Исчезновение карбонатных пород из состава свиты к западу от описанной зоны происходит очень быстро [Нужнов, 1967; Язков и др., 1968; Семихатов, Серебряков, 1978]. Так, в приустьевой части р. Гонам, на правом склоне его долины в 9 км выше устья руч. Маган-Юрях (в основании высоты 1291 м), прослои песчаных онколитовых и редких строматолитовых доломитов в заметных количествах еще встречаются в нижних горизонтах свиты, а уже в 4–5 км западнее, на левом склоне долины р. Гонам в 9 км ниже устья руч. Сергеев (с основания высоты 1095 м), они практически отсутствуют. Разрез свиты здесь открывают песчаники и конгломераты (0,5–2 м) с полуокатанными мелкими гальками архейских пород [Язков и др., 1968], а выше выделяется толща ритмичного чередования песчаников и подчиненных алевролитов, прекрасно вскрытая в береговых подмывах. Сургучно-красные алевролиты, начинающие ритмы, слагают линзовидные прослои мощностью от 0,1 до 1,5 м, которые вверх по разрезу каждого ритма обогащаются песчаным материалом и переходят в мелкозернистые кварцевые и полевошпат-кварцевые, обычно плитчатые песчаники той же окраски (прослои до 1 м). Завершают ритмы более плотные средне- и крупнозернистые розоватые и кирпично-красные полевошпат-кварцевые песчаники, образующие монолитные пласты до 2 м и более. В них наблюдаются примесь глауконита, глинистые и алевролитовые гальки. В нижних 26–28 м описываемой толщи алевролитов больше, чем в верхних 16–17 м, где среди песчаников появляются доломитистые разности.

Выше залегают 32–34-метровая пачка такого же ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, но в ней значительную роль приобретают породы с доломитовым поровым и базальным цементом, образующие пласты мощностью до 2,5 м, и появляются линзы (0,3–0,5 м) песчаных доломитов с *Nelcanella occidentalis* Zabr., *Astrosphaeroides* sp. и радиозусами плохой сохранности.

Далее, слагая основную часть свиты, следует очень мощная (320–340 м) толща песчаников и редких алевролитов. Среди песчаников выделяются уже знакомые нам вишнево-красные мелкозернистые, довольно рыхлые, обычно тонкоплитчатые разности и чередующиеся с ними розоватые и кирпично-красные, более грубые, плотные (иногда сливные) грубоплитчатые и массивные породы. Те и другие слагают пакеты от 1 до 5 м, относительная роль которых меняется по разрезу. В нижней части толщи намечается

170–180-метровая пачка преобладания мелкозернистых песчаников, заключающих тонкие прослои алевролитов, затем следует 50–55-метровая пачка, выделяющаяся примерно одинаковым содержанием более грубых и более тонких песчаников и заметной ролью алевролитов, и пачка (100–110 м) некоторого преобладания более грубых разностей; у ее кровли появляются доломитистые песчаники, содержащие перекристаллизованные радиоусы. Выше с постепенным переходом залегают омахтинские отложения.

В приведенном разрезе общей мощностью около 400 м еще узнаются аналоги верхней песчанниковой толщи и песчано-алевролитовой пачки стратотипа и угадывается положение аналогов песчано-доломитовой пачки (см. рис. 7). Далее к юго-западу, выше по течению р. Гонам, постепенно исчезает и песчано-алевролитовая пачка. В 8 км ниже устья руч. Тас-Балаган на склонах высоты 1168 м ее мощность составляет 38–40 м, а выше по Гонаму от нее сохраняются лишь отдельные "хвосты" среди песчаников. В этих районах свиту слагает ряд мощных, связанных фациальными взаимопереходами линз, различающихся главным образом по относительной роли более грубых и более тонких песчаников и по появлению почти чисто кварцевых разностей в средней части свиты. Примером такого строения может служить хорошо обнаженный разрез на правом склоне долины р. Гонам в 8 км выше устья р. Боролгон (в основании высоты 1228 м):

Мощность, м

1. Песчаники желтовато- и розовато-серые, от мелко до крупнозернистых, кварц-полевошпатовые и аркозовые, косослоистые, в нижней части с линзами гравелитов и рассеянными полуокатанными обломками (1–1,5 см) кристаллических пород и кварца. Встречаются прослои вишнево-красных мелкозернистых песчаников, а в средней части и алевролитов . . . . . 28–30
2. Песчаники вишнево- и кирпично-красные, мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, тонкоплитчатые и подчиненные им более светлые массивные средне- и крупнозернистые, аналогичные по составу песчаники. В середине залегают прослой кварцевых гравелитов . . . . . 70–75
3. Песчаники светло-серые до белых, средне-, реже мелкозернистые, почти чисто кварцевые, грубоплитчатые, дающие пакеты от 3 до 28 м, чередующиеся с подчиненными пакетами (1–8 м) вишнево-красных, преимущественно мелкозернистых полевошпат-кварцевых тонкоплитчатых песчаников . . . . . 80–85
4. Песчаники светло-серые до белых, средне-, мелко- и реже среднезернистые, полевошпат-кварцевые, нередко сливные, толстоплитчатые, обычно косослоистые . . . . . 48–50
5. Песчаники оранжево- и розовато-серые, от мелко- до крупнозернистых, полевошпат-кварцевые и аркозовые, с четкой послойной сортировкой материала, плитчатые, с линзами и прослоями доломитистых разностей, а также песчаных микрофолитовых доломитов, содержащих редкий глауконит . . . . . 25–28
6. Песчаники вишнево-красные, мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, иногда с глауконитом. Встречаются прослои алевролитов и отдельные пласты оранжевых среднезернистых песчаников . . . . . 38–40

Суммарная мощность описанных пород 280–310 м. Выше залегают светло-серые мелкозернистые кварцевые глауконитовые песчаники и алевролиты (в нижней части с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов), относимые нами к базальным горизонтам тоттинской свиты. Другие исследователи ([Язков и др., 1968], ряд геологов Алданской экспедиции) относят эти светлые песчаники и примерно 100-метровую толщу подстилающих пород к энинской свите, полагая, что присутствие в этой толще светлых кварцевых песчаников исключает ее принадлежность к гонамским отложениям. С такой трактовкой разреза согласиться нельзя, так как светлые кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники известны из заведомо гонамских отложений в бассейнах Идюма и Мулама, где содержащие их отложения согласно перекрыты омахтинской свитой.

Определенную сложность для интерпретации представляют собой литературные данные о строении гонамских отложений в междуречье Алгомы и Гонама, к юго-западу от рассмотренных разрезов. Т.С. Долгих, проводивший здесь геологическую съемку, а также Н.М. Язков с коллегами [1968] к гонамской свите в этом районе (бассейн р. Нингам) относят 240–280-метровую толщу красноцветных мелко- и среднезернистых песчаников, содержащих в основании пласт (1–5 м) мелкогалечных конгломерата-

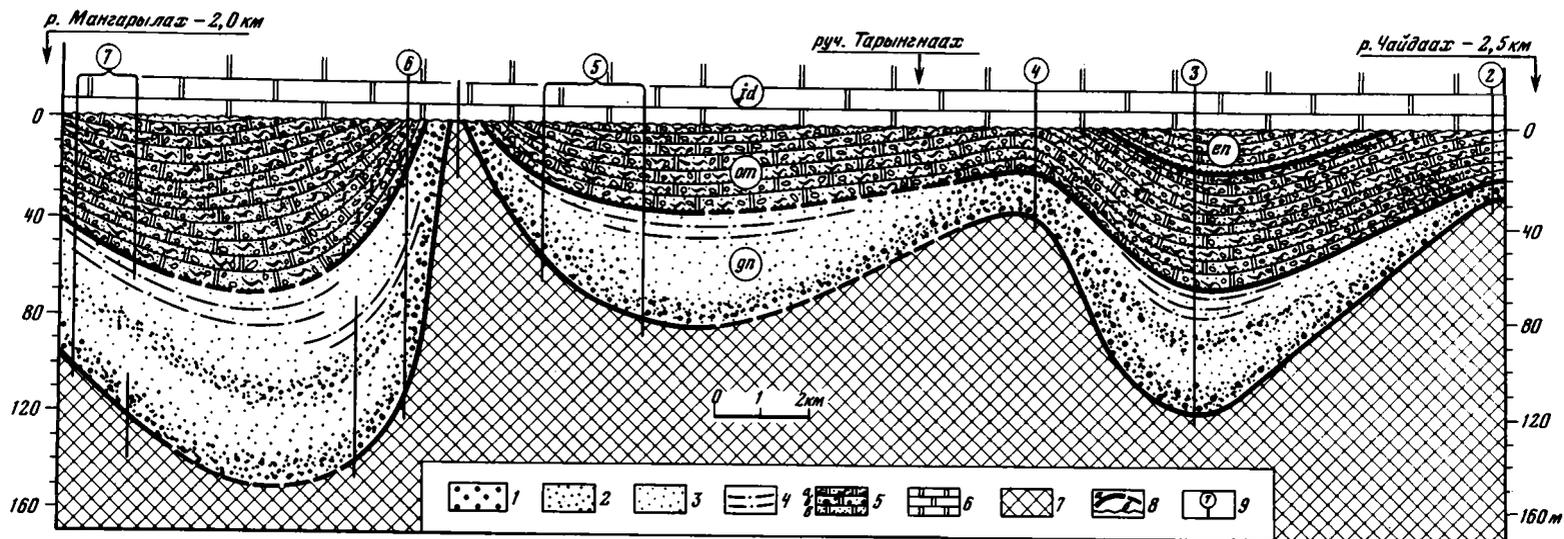


Рис. 8. Строение учурской серии на левобережье Учур между реками Мангарылах и Чайдаах

1–3 – песчаники: 1 – средне- и крупнозернистые с примесью гравийного материала, 2 – средне-крупнозернистые, 3 – мелкозернистые; 4 – глинистые мелкозернистые песчаники и алевролиты; 5 – ритмичное чередование песчаников со строматолитовыми (а), онколитовыми (б) и песчанистыми (в) доломитами; 6 – доломиты юдомской серии; 7 – кристаллический фундамент; 8 – границы свит учурской (а) и юдомской (б) серий; 9 – изученные разрезы и их номер (см. врезку на рис. 7)

тов, а в верхней части — прослой алевролитов. Стратиграфически выше названные геологи описывают толщу (180–240 м) светлых кварцевых песчаников, подчиненных алевролитов и аргиллитов, которую они считают аналогом омахтинской и эннинской свит (Т.С. Долгих) или только эннинской свиты [Язков и др., 1968]. Отсутствие в этой толще карбонатных пород делает маловероятными предположения о ее корреляции с омахтинской и (или) эннинской свитами. Состав отложений и проводимые Н.М. Язковым с соавторами [1968] сопоставления с изученными нами разрезами позволяют думать, что и в бассейне р. Нингам мы имеем дело в основном с гонамской свитой. Если это так, то видимая ее мощность здесь 320–350 м. Важно подчеркнуть, что карбонатных пород в гонамской свите в бассейне р. Нингам нет, если не считать одного отмеченного Н.М. Язковым метрового пласта доломитов, тогда как всего в 45–50 км восточнее, в верховьях р. Алгомы, доломиты являются обычной породой для нижней части свиты.

Исключительно терригенный состав гонамская свита имеет также в крайних северо-западных своих выходах, в бассейне нижнего течения р. Учур в районе метеостанции Чюльбе и в междуречье Мангарылаха и Чайдаха. Здесь ее целиком слагают уже описанные кирпично-красные разнотельные (преимущественно средне-крупнотельные) толстоплитчатые и вишневые мелкозернистые тонкоплитчатые песчаники, редкие глинистые песчаники и алевролиты. Все они имеют полевошпат-кварцевый или аркозовый состав, иногда заключают глауконит, а более грубые песчаники обычно содержат рассеянный гравий и полуокатанные обломки в 0,5–1,5 см гранито-гнейсов, кварца, редких полевых шпатов и кислых эффузивов. Более грубые песчаники, судя по высыпкам, господствуют в нижней части свиты и имеют тенденцию замещать весь ее объем на местных поднятиях. Глинистые песчаники появляются только у кровли свиты в относительно мощных разрезах и иногда сопровождаются слабодолмитистыми песчаниками, не характерными для данной зоны. Мощности свиты здесь на фоне общей их резкой редукции подвержены быстрым изменениям от 7–10 до 65–80 м (рис. 8). Очень незначительная (8–10 м) толща песчаников подстилает омахтинские доломиты и в низовьях р. Чюльбе [Нужнов, 1967, с. 61]. К востоку и северо-востоку от этих сокращенных разрезов гонамская свита, по существу не меняя состава, увеличивается в мощности до 140 м в верховьях р. Болахтоох, до 200–300 м в бассейне р. Элгэкэн [Чилян, Леонова, 1968] и до еще более значительных величин в бассейне р. Дьяанды [Потапов и др., 1974]. Видимо, редуцированные разрезы междуречья Мангарылаха и Чайдаха маркируют крайние фации свиты, ингрессирующие в расчлененный предгонамский рельеф.

Почти нет карбонатных пород в гонамских отложениях и к востоку от центральной полосы развития карбонатно-терригенного типа ее разрезов. Восточная кромка этой полосы по Учuru фиксируется в 45–50 км восточнее стратотипа свиты, в районе устьев рек Онне и Берях. В 20 км выше по Учuru, у устья р. Тыаллаах, строение свиты существенно меняется (см. рис. 7). На фундаменте здесь залегает мощная (210–230 м), в общем монотонная толща песчаников, слагающая большую нижнюю часть свиты. В ее составе преобладают чередующиеся между собой розовато-серые, пятнами вишнево-красные мелко- и мелко-среднезернистые плитчатые и более грубые (средне-крупнозернистые) толстослоистые песчаники. Состав пород варьирует от практически мономиктового кварцевого до аркозового; наиболее обычные олигомиктовые полевошпат-кварцевые разности, обладающие кварцевым регенерационным или гидрослюдисто-глинистым цементом. В нижней половине толщи, помимо этого, встречается каолиновый, а в верхней — доломитовый поровый или базальный цемент. У основания толщи (18–20 м) довольно широко развиты крупнозернистые и гравийные песчаники, выше (120–130 м) они отходят на второй план, а верхние 70–80 м толщи отличаются появлением редких прослоев алевролитов.

Стратиграфически выше, у устья р. Тыаллаах, выделяется пачка (10 м) песчаников, близких к подстилающим, но иногда содержащих глауконит и заключающих прослой и линзы грубых плохо сортированных разностей, тонкие линзы гравелитов и конгломератов. Их гальки размером до 2–3 см обычно уплощены и представлены красноцвет-

ными песчаниками, кварцем, редкими гранитоидами, а в единичных случаях — и кислыми вулканитами. Более высокие горизонты тыаллаахского разреза слагают розовые мелко- и среднезернистые полевошпат-кварцевые доломитистые песчаники, чередующиеся с вишнево-красными доломитистыми алевролитами и глинистыми алевролитами (40—45 м), а затем такие же песчаники с более редкими алевролитами и отдельными прослоями бежевых песчаных, обычно онколитовых доломитов (35—40 м). Общая мощность описанных отложений, перекрытых омахтинской свитой, 320—340 м.

Верхние три пачки приведенного разреза по строению и последовательности напоминают нижние горизонты гонамской свиты в ее стратотипе, а большая нижняя часть тыаллаахского разреза, несомненно, сходна с его верхней песчанковой толщей. Таким образом, мы имеем дело со своеобразной "инверсией" строения гонамской свиты, которая происходит на очень коротком расстоянии. Это обстоятельство надо иметь в виду при интерпретации более восточных разрезов свиты.

Тыаллаахский разрез расположен на западном склоне Идюмо-Хайканского поднятия. Сходная последовательность пород сохраняется на северо-восточном его склоне. Принципиальное значение для понимания строения гонамской свиты в этой зоне имеет разрез на правом берегу Учуря против руч. Гивун. Здесь на гнейсах архея и афебийских (?) кварцевых порфирах залегают:

Мощность, м

1. Песчаники грязно-оранжевые и розовато-серые, мелко- и среднезернистые, полевошпат-кварцевые и кварцевые, с каолиновым, кварцевым регенерационным и глинисто-гидрослюдистым цементом. Наблюдаются неясно ограниченные линзы сходных по составу, но более грубых песчаников, рассеянные гальки, прослой и линзы (до 10—20 см) конгломератов. Их гальки размером до 6—8 см хорошо окатаны, состоят из кварца, кварцитов, кислых эффузивов, редких гранитоидов и метаморфических пород . . . . . 40
2. Песчаники кирпично-красные, разнозернистые, полевошпат-кварцевые и аркозовые, с кварцевым регенерационным, поровым каолиновым, а у кровли и доломитовым цементом . . . . . 38—40
3. Песчаники розовые, плохо сортированные, от мелко- до крупнозернистых, полевошпат-кварцевые и кварцевые, бескарбонатные, с обильным гравием и плохо окатанными гальками (до 5 см) полосчатых кварцитов, кислых эффузивов и редкого кварца . . . . . 5
4. Песчаники, неотличимые от подстилающих, с редкими линзами гравелитов и конгломератов . . . . . 35—40
5. Красноцветные конгломераты, чередующиеся с гравелитами и разнозернистыми песчаниками, как в слое 3. Конгломераты сложены различно окатанными гальками гранитоидов, кварца, редких кислых эффузивов, гнейсов, кварцитов и доломитистых, нередко онколитовых песчаников размером до 6—8 см (обычно 2—4 см), погруженными в разнозернистый, часто доломитистый песчаный матрикс . . . . . 7—8
6. Песчаники кирпично-красные, мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, доломитистые, чередующиеся с сургучными глинистыми доломитистыми алевролитами. В песчаниках — редкие перекристаллизованные онколиты и зерна глауконита . . . . . 25—27
7. Те же доломитистые песчаники и алевролиты с пластами в 20—50 см розовых доломитов, среди которых преобладают тонкопесчаные разновидности с глауконитом, заключающие *Radiosus tenebrius* Z. Zhur., *R. ovale* (Vologd. et Drosd.), *Nelcanella occidentalis* Zabr . . . . . 35—40
8. Песчаники красноцветные, мелко-, иногда среднезернистые, полевошпат-кварцевые, с прослоями в 10—30 см слюдяных доломитистых алевролитов и аргиллитов . . . . . 70—80

Суммарная мощность описанных отложений, согласно перекрытых породами омахтинской свиты, 260—280 м. В них в общем виде обособляются две части. Верхняя часть, начинающаяся пластом конгломератов (слой 5), выделяется относительно тонким составом терригенных пород, наличием среди них глауконитовых и доломитовых разностей и присутствием доломитов. По составу, четырехчленному строению и даже по мощности (140—160 м) она 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; Ставцев и др., 1974б; Неволин и др., 1978]. Сторонники данной точки зрения считают конгломераты слоя 5 базальными образованиями гонамской свиты, а нижнюю часть описанного разреза (слои 1—4), которая выделяется более грубым составом, широким развитием каолинита в цементе песчаников, отсутствием глауконита и карбонатного материала, рассматривают как

самостоятельную конкулинскую свиту, отделенную от гонамской размывом и структурным несогласием. При этом нижняя часть гивунского разреза (слои 1—4) считается неостратотипом данной "свиты" в современном сокращенном ее понимании (напомним, что в первоначальном объеме конкулинские отложения охватывали значительную часть улканско-уянского комплекса, см. главу II).

Вывод о догонамском возрасте нижней (конкулинской) части гивунского разреза опирается на прямую корреляцию верхней части этого разреза (слои 5—8) со стратотипом гонамской свиты и на представления о латеральной выдержанности обособляющихся здесь подразделений. Выше была показана несостоятельность таких представлений, а сравнение всего гивунского разреза с тыаллаахским не оставляет сомнений в идентичности их объемов (см. рис. 7). Их роднит общее двучленное деление по пласту конгломератов на нижнюю, более грубую часть, в песчаниках которой широко развит каолиновый цемент, и верхнюю, которая отличается более тонким составом, исчезновением каолинитового цемента, появлением глауконита и карбонатного материала. Напомним, что гонамский возраст всех пород, описанных в тыаллаахском разрезе, никем не ставится под сомнение.

К сказанному надо добавить, что конгломераты слоя 5 гивунского разреза ничем, кроме мощности и положения в разрезе, не отличаются от конгломератов слоя 3 и, как подчеркнул А.К. Башарин [1967, с.30], обычно связаны постепенными переходами с нижележащими песчаниками, которые по минеральному составу и текстурно-структурным признакам нередко неотличимы от присутствующих выше по разрезу.

Все изложенное приводит нас, вслед за В.И. Гольденбергом, Г.Ю. Лагздиной А.К. Башариным [Башарин, 1967] и другими авторами, к выводу о том, что конгломераты слоя 5 гивунского разреза не являются базальными и что конкулинские песчаники верховьев Учур принадлежат к нижней части гонамской свиты [Комар и др., 1977; Семихатов, Серебряков, 1978]. В то же время те песчано-конгломератовые толщи, которые были описаны в северо-западной части Учурской впадины, в бассейне р.Дьяанды, под названием конкулинских [Потапов и др., 1974; Неволин и др., 1978], видимо, являются более древними, догонамскими.

Появление относительно грубых (конкулинских) отложений в верховьях Учур хорошо укладывается в общую картину фациальных изменений рассматриваемых толщ: по направлению к Омнинскому поднятию в нижней половине гонамской свиты вслед за исчезновением глинисто-алевритистых и карбонатных пород в описанных разрезах и, по данным А.Г. Лосева, в бассейне среднего течения р.Юны (руч.Бургалы) происходит постепенное огрубение песчаников и появляются линзы и прослои гравелитов и конгломератов. Эту закономерность в масштабе одного слоя иллюстрирует пласт конгломератов слоя 5 гивунского разреза. К западу, в районе устья р.Тыаллаах, он распадается на отдельные линзы и постепенно исчезает, а к востоку и юго-востоку, напротив, увеличивается в мощности до 18—20 м по Учuru в районе устья руч. Большой Чурин и (данные В.И.Гольденберга) по р.Гекан против устья руч. Сыныр. Мощность свиты здесь по сравнению с наблюдаемой в нивовьях р.Идюм понижена: у устья р.Гивун 260—280 м, по р.Гекан и в верховьях р.Гивун, по данным В.И.Гольденберга, соответственно 270—300 и 230—240 м.

В крайних восточных выходах свиты по Учuru верхние ее горизонты уничтожены предтоттинским размывом, глубина которого увеличивается в восточном направлении. Нижняя часть свиты, предшествующая песчано-конгломератовой пачке, отвечающей слою 5 гивунского разреза, наблюдается по Учuru выше устья р.Уян. Это примерно 100-метровая толща светло-серых и кирпично-красных мелко- и средне-крупнозернистых полевошпат-кварцевых песчаников с серицитовым, кварцевым, а иногда и каолининовым цементом. По соотношению более грубых и более тонких песчаников в этой толще намечаются две пачки (см. рис.7), на границе которых появляются конгломераты с гальками, до 2 см, кварца, красных кварцитов и кислых вулканитов.

Песчано-конгломератовая пачка хорошо обнажена по Учuru между устьями р.Уян и руч.Большой Чурин, где она имеет мощность 18—20 м. Гальки конгломератов разме-

ром от долей сантиметра до 10–12 см (обычно 3–5 см) хорошо окатаны, то тесно сгруппированы, то рассеяны в песчаном матриксе. Они представлены кварцевыми порфирами, реже кварцем, гранито-гнейсами, а иногда – песчанистыми онколитовыми доломитами, явно принадлежащими к гонамской свите. Конгломераты слагают пласты и линзы мощностью до 2–2,5 м, чередующиеся с подчиненными прослоями и неправильной формы телами разнозернистых и гравелистых полевошпат-кварцевых песчаников, имеющих базальный доломитовый и реже кварцевый регенерационный цемент. Песчаники обычно содержат онколиты очень плохой сохранности.

Надконгломератовая толща гонамской свиты, как это видно на левом склоне долины Учур в 3,5 км ниже устья р.Сайан, расчленяется на две пачки. В нижней из них (48–50 м) преобладают вишнево-красные доломитистые алевролиты и аргиллиты, которым подчинены кирпично-красные мелко- и среднезернистые доломитистые кварцевые песчаники, содержащие *Nelcanella* sp. и *Radiosus* sp., а в верхней (42–45 м), с размывом перекрытой тоттинской свитой, – подобные же, но обычно бескарбонатные песчаники с прослоями доломитистых алевролитов. Суммарная видимая мощность описанных отложений гонамской свиты около 210 м, а несколько южнее, в бассейне нижнего течения р.Уян, ее полная мощность 300–320 м [Башарин, 1967]. Характерно, что ни здесь, ни в районе устья р.Сайан в ней нет доломитов, а количество алевролитов, присутствующих в верхней части свиты, заметно сокращается по сравнению с более восточными районами. Указания Б.С. Неволлина с соавторами [1978] на очень большие (до 1300 м) мощности гонамской свиты у подножий гольца Сигнального в верховьях Учур, видимо, объясняются тем, что в данном районе в состав гонамских были ошибочно включены и более древние отложения.

Мощности гонамской свиты изменяются довольно прихотливо (см. рис. 7), но в целом ясно выделяется область минимальных их значений в северо-западных разрезах, тяготеющих к меридиональному отрезку Учур, и область максимальных величин, расположенная в приустьевой части рек Гонам и Идюм. Менее четко проявляется общая тенденция увеличения мощности в южном направлении и уменьшения – в восточном.

Размещение фаций описанных отложений, как мы видели, характеризуется известной симметрией. В центре Учурской впадины выделяется расширяющаяся к югу и, видимо, замыкающаяся на севере область развития карбонатно-терригенного типа разрезов, в которой доломиты, местами составляющие до 25–30% свиты, расположены в нижней ее части. По обе стороны от этой области размещаются широкие полосы почти исключительно терригенных, главным образом песчаниковых отложений. Карбонатный материал если и появляется в них, то играет незначительную роль (цемент песчаников, отдельные прослои доломитов) и присутствует только в верхней части свиты. Западная из этих полос протягивается от низовьев Учур к среднему течению Гонама и к верховьям Алгомы, а восточная занимает бассейн верхнего течения Учур. Особенностью восточной полосы является довольно широкое развитие каолинита в цементе нижнегонамских песчаников. Вместе с тем как на востоке, так и на западе в терригенном типе разрезов наблюдается постепенная смена преобладающей красной окраски пород розовато-серой и светло-серой с севера на юг и возрастание относительной роли более грубых осадков во внешних краевых участках развития гонамской свиты.

#### *Омахтинская свита*

Омахтинская свита, выделенная в 1947 г. Ю.К.Дзевановским и З.Г.Ушаковой, с постепенным переходом налегает на гонамскую. Ее нижняя граница, проводимая по смене только что описанных отложений толщей ритмичного чередования песчаников с разнообразными доломитами, не является строго изохронной. Так, детальная увязка базальных горизонтов свиты на основании особенностей строения и мощностей ритмов в двух разрезах, на удалении 18 км один от другого (в приустьевой части Алгомы и в нижнем течении Идюма), убеждает, что уровень появления ритмичной толщи в них разнится на 4 м.

Распространены омехтинские отложения уже гонамских: они размыты на значитель-

Т а б л и ц а 1

Содержание различных типов пород в стратотипе омахтинской свиты, %

Тип пород	Пачка				Свита в целом
	I	II	III	IV	
Терригенные	55	100	50	69	65
Карбонатные	45	—	50	31	35
Песчанистые доломиты	3 (7) *	—	9 (18)	9 (-9)	6 (17)
Онколитовые доломиты	14 (31)	—	15 (30)	15 (48)	12 (34)
Строматолитовые доломиты	28 (62)	—	26 (52)	7 (23)	17 (49)
Необнаженные части пачек	—	—	15	30	17

\* В скобках здесь и в табл. 2 — содержание доломитов данного типа относительно общего количества карбонатных пород.

ном протяжении в юго-западной (бассейн среднего течения Гонама) и юго-восточной (бассейн Учуря выше устья р. Большой Береякан) частях Учурской впадины. Обнаженность этих отложений достаточно хорошая. По берегам крупных рек они слагают высокие обрывы, а на склонах долин и на водоразделах образуют цепочки небольших коренных выходов и обильные высыпки.

Типоморфной чертой омахтинской свиты является мелкая ритмичность. Общее однообразие пород, слагающих такие ритмы, маскирует изменения строения свиты по вертикали и латерали и порождает бытующие в литературе безликие характеристики, сводящиеся к перечислению участвующих в ее составе пород. Авторы данной работы при изучении свиты особое внимание уделяли особенностям строения слагающих ее ритмов в различных частях обширного тела верхнеучурских отложений. Это оказалось мощным средством выяснения фациальной изменчивости последних [Семихатов, Серебряков, 1978].

Стратотип свиты расположен на правом склоне долины Учуря над устьем р. Бердякит. Его хорошая обнаженность позволяет не только составить послыйный разрез всей свиты (рис. 9), но и проследить латеральные изменения нижней ее части. Здесь выделяются:

Мощность, м

- I. Пачка ритмичного чередования красноцветных терригенных пород с розовато-серыми доломитами. Типичны ритмы мощностью от 1 до 5 м, в которых наблюдается следующая последовательность: тонкое линзовидное переслаивание мелкозернистых песчаников, глинистых алевролитов и аргиллитов, несущих признаки осушения, — преимущественно мелкозернистые кварцевые песчаники — песчанистые доломиты — онколитовые, в различной мере песчанистые доломиты — строматолитовые доломиты — песчаники. Количественные соотношения перечисленных пород отражены в табл. 1 и на рис. 9 и 11 . . . . . 35—36
- II. Песчаники красноцветные, мелко- и среднезернистые, полевошпат-кварцевые, бескарбонатные, с прослоями (1—5 см) аргиллитов и алевролитов. В верхней части — два пласта белых мелкозернистых доломитистых песчаников с мелкими онколитами . . . . . 21—22
- III. Ритмичная пачка, сходная с описанной в слое I, но с более редкими и тонкими алевроито-глинистыми прослоями и несколько меньшим количеством песчаников . . . . . 50—51
- IV. Ритмичная пачка, отличающаяся от подстилающей возрастом количества песчаников и перераспределением относительной роли песчанистых, онколитовых и строматолитовых доломитов (см. рис. 9, табл. 1); строматолитовые прослои маломощны, а во многих ритмах вообще отсутствуют . . . . . 67—68 (видимая)

Описанные отложения общей мощностью около 180 м после 12-метрового перерыва в обнажении перекрываются энинскими песчаниками. Состав фитолитов в стратотипе омахтинской свиты достаточно однообразен. Среди строматолитов преобладают пластовые *Stratifera omachtella Semikh.* (обр. 196—198, коллекция 4303; обр. 260Г, Р, 261Г, И, М, Н, 262Г, Ж, Т, Ц, Ф, коллекция 4461 из I пачки; обр. 199—200, 204, коллекция 4303 из III пачки; обр. 201, коллекция 4303 из IV пачки); реже встречаются желваковые *Paniscollenia omachta Semikh.* (обр. 195, коллекция 4303; обр. 262Е, коллекция

4461 из I пачки; обр. 202, 203, 209, коллекция 4303 из III пачки; обр. 205, коллекция 4303 из IV пачки); еще более редки столбчато-пластовые *Omachtenia omachtensis* Nuzhn. (обр. 207, 212, 214 из I пачки, обр. 208, 213 из III пачки, обр. 211 из IV пачки, все из коллекции 4303), а в пачке попадаются и единичные столбчатые формы (обр. 206, 210, коллекция 4303). Все они обладают единой микроструктурой и нередко встречаются в единых пластах, будучи связанными в них взаимопереходами по вертикали, а иногда и по латерали. Среди микрофолитов преобладают *Radiosus ovale* (Vologd. et Drosd.), *R. tenebriacus* Z. Zhur., *R. f. n.*, *Glebosites magnus* Nar., реже встречаются *Osagia libidinosa* Z. Zhur., *O. f. n.*, *Radiosus kussiensis* Zabr., *Nelcanella occidentalis* Zabr., проходящие через всю свиту. В I пачке им сопутствуют редкие *Radiosus schenkmani* Zabr., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., *Ves. f. n.*, *Volvatella biljachica* Milst. и массовая *Osagia uchurica* Nar., поднимающаяся и в III пачку, а в IV — *Nelcanella gigantea* Zabr.

Ритмы омахтинских отложений имеют ясный трансгрессивно-регрессивный характер, причем моментам максимального погружения отвечают прослои строматолитовых доломитов. Залегающие в основании ритмов пакеты тонкого переслаивания терригенных пород окрашены в интенсивные красные, а иногда в зеленые тона и несут многочисленные трещины усыхания, глиптоморфозы по кристаллам галита, а также симметричные знаки ряби. Последние широко развиты и в песчаниках, которые перекрывают упомянутые пакеты переслаивания или выходят к подошве ритмов. В вышележащих карбонатных членах ритмов, имеющих розовато- и желтовато-серую окраску, признаки осушения отсутствуют, хотя в песчаных и онколитовых доломитах обычна тонкая косая слоистость, а в строматолитах — микронесоогласия между смежными пачками наслоений. Регрессивная часть ритмов, как правило, редуцирована и представлена только песчаниками, а нередко вообще отсутствует. Соседствующие полные ритмы в большинстве случаев связаны постепенными переходами. При выпадении регрессивной части ритма вышележащий налегает по резкой границе, иногда со следами небольшого размыва (см. рис. 11).

Песчаники омахтинской свиты — это вишнево- и кирпично-красные, реже розовато- и желто-серые плитчатые мелко-среднезернистые породы, содержащие то или иное количество алевритовых и крупнопсаммитовых зерен. Более крупные зерна хорошо окатаны, более мелкие — полуокатаны или угловаты. Состав песчаников варьирует от полевошпат-кварцевого до почти чисто кварцевого; нередко встречается примесь глауконита. В породах в небольшом количестве обычно присутствуют песчинки и мелкие обломки (до 2–3 мм длиной) тонкозернистых доломитов. Цемент песчаников кварцевый регенерационный или доломитовый от порового до базального, местами гидрослюдястый. С появлением базального доломитового цемента в песчаниках возникают рассеянные онколиты и (или) серии концентрических карбонатных оторочек вокруг обломочных зерен. Иногда онколиты наблюдаются и в песчаниках с кварцевым и поровым доломитовым цементом. Доломит в цементе обычно пятнисто окремнен, а силикатные зерна, рассеянные в доломитовом матриксе, несут кварцевые регенерационные оторочки.

Широкое развитие доломитового цемента и общий сдвиг в сторону мономиктовых разностей отличают омахтинские песчаники в целом от гонамских, хотя отдельные

Рис. 9. Строение стратотипа омахтинской свиты

Условные обозначения к рис. 9, 11–15, 17, 19, 20

1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — алевриты с прослоями аргиллитов; 4 — аргиллиты; 5 — доломитистые песчаники: а — с рассеянными онколитами, б — без них; 6–10 — доломиты: 6 — песчаные, 7 — онколитовые (а — без существенной песчаной примеси, б — песчаные), 8 — обломочные (а — без существенной песчаной примеси, б — песчаные), 9 — хомогенные (а — без существенной песчаной примеси, б — песчаные), 10 — глинистые и глинисто-алевритистые (а — однородные, б — с прослоями аргиллита); 11 — доломитовые мергели; 12 — доломитистые аргиллиты; 13 — доломиты (а) и глинистые доломиты (б) с линзами песчаных разностей; 14 — чередование песчаных доломитов и доломитистых песчаников; 15 — строматолитовые доломиты (конфигурация линий отражает морфологию строматолитов); 16 — трещины усыхания; 17 — глиптоморфозы по галиту; 18 — глауконит; 19 — поверхности размывов; 20 — границы омахтинской свиты

Римские цифры около колонок — пачки, описанные в тексте

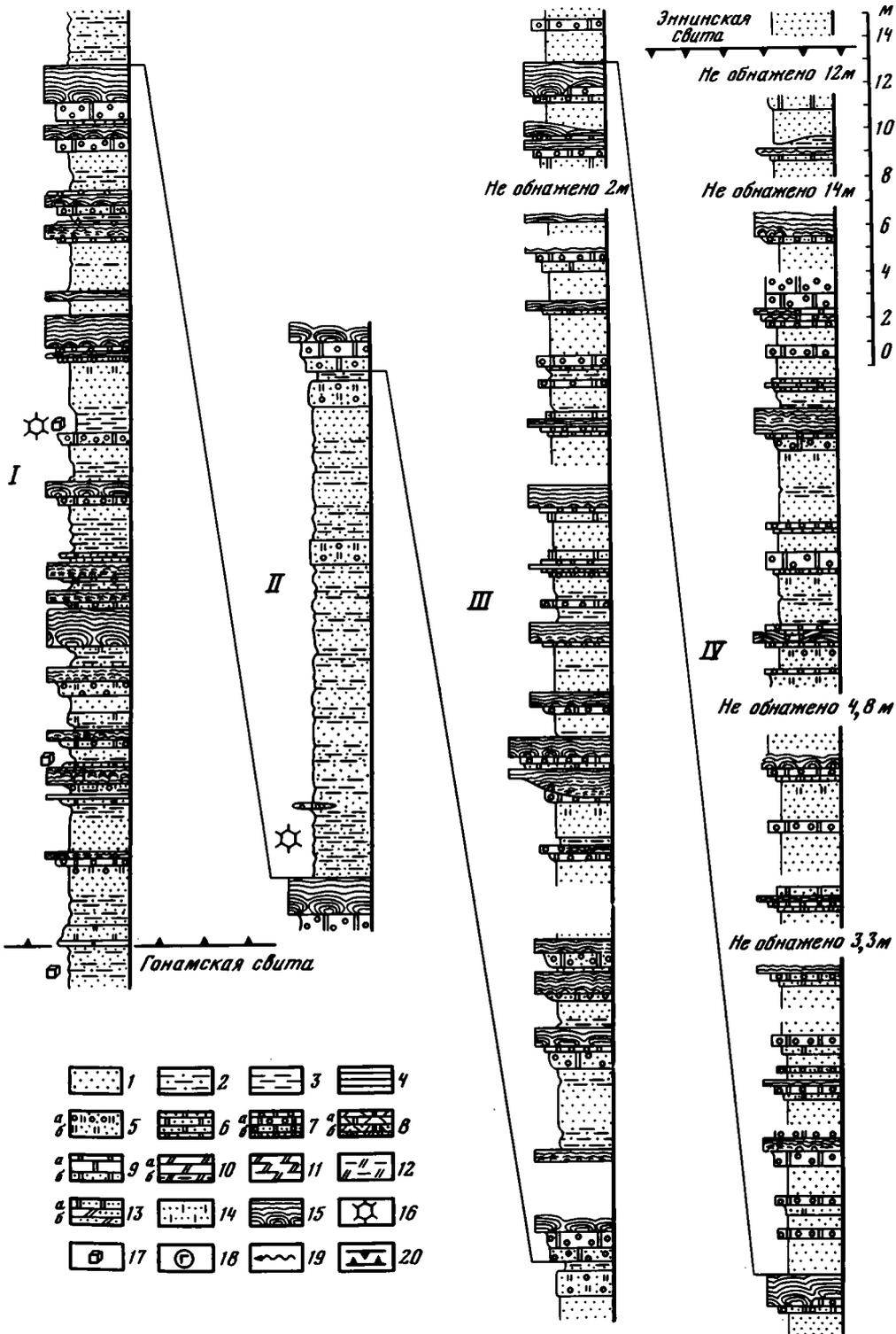




Рис. 10. Строение маркирующего пласта строматолитовых доломитов в нижней пачке стратотипа омахтинской свиты

образцы тех и других могут быть неотличимы один от другого. Сходны и их поверхностные текстуры.

Вверх по разрезу ритмов, как уже говорилось, песчаники совершенно постепенно, но быстро сменяются песчанистыми доломитами. Они отличаются от подстилающих пород лишь количественными соотношениями карбонатного матрикса и обломочной фракции, отсутствием текстур, свидетельствующих о временных осушениях, и более высоким содержанием онколитов и (или) обломочных зерен с концентрически-слоистой карбонатной оторочкой. Онколитовые доломиты, слагающие вышележащие члены ритмов, лишь иногда совсем лишены терригенной примеси. Обычно же она очень неравномерно распределяется по породе; песчаные зерна часто служат ядрами онколитов. Терригенные частицы вверх по ритмам чаще всего не уменьшаются в размерах [Серебряков, 1971, рис.1]. Напротив, размеры онколитов, как правило, возрастают от долей миллиметра в нижних частях онколитовых пластов до 2–4 мм в верхних; здесь же все чаще появляются синтетические желваки. Некоторые онколиты слабо окремнены.

Матрикс описываемых пород играет подчиненную роль в их сложении. Он представлен тонкозернистым или перекристаллизованным мелкозернистым доломитом, иногда содержащим отдельные окремненные участочки и тонкодисперсные гидроокислы железа. Перекристаллизация протекает пятнисто и избегает не только микрофитолиты, но и отдельные участки цемента, имеющие неправильную "амебовидную" форму. Вокруг них местами появляется тонкослоистая оторочка толщиной 0,2–0,5 мм, слоистость которой сходна с наблюдаемой в онколитах или несколько более грубая. В резуль-

гате такие участки тонкозернистого (неперекристаллизованного) доломита с погруженными в него онколитами приобретают вид крупных (до 3—5 мм в длину) лапчатых стяжений с прерывистой или сплошной слоистой оторочкой. Они аналогичны эпи- или диагенетическим стяжениям, описанным С.Н.Серебряковым [Семихатов и др., 1970, с.107—108] в микрофитолитовых доломитах юдомской серии. Интересно, что процесс перекристаллизации карбонатного материала в песчаных доломитах и в песчаниках протекает более равномерно, чем в онколитовых доломитах, и оказывается гораздо более агрессивным по отношению к онколитам.

Строматолитовые доломиты, венчающие ритмы омахтинской свиты в ее стратотипе, — это тонко- и микрозернистые породы светло-серой, реже розовой или желтой окраски. Слагающие их строматолиты, как уже говорилось, морфологически разнообразны, причем в конкретных пластах снизу вверх обычно происходит определенная смена морфологии построек (см. рис. 9 и 11), а в наиболее мощных пластах — и многократные ее изменения (рис. 10). Между постройками присутствуют обрывки строматолитовых слоев, онколиты, доломитовые и кварцевые песчинки. Иногда породы сплошно кремнены.

Общую тенденцию в распределении различных пород по последовательным пачкам типового разреза свиты отражает табл.1. Хотя отдельные ритмы испытывают здесь значительные изменения на небольших расстояниях (рис. 11), приведенные в этой таблице числовые значения оказываются достаточно представительными. Так, в 25 км к западу от стратотипа, у устья руч.Суклан, содержание различных пород в нижней пачке свиты (30—32 м) с точностью до 2—3% совпадает с наблюдаемым в стратотипе. Обнаженность сукланского разреза не позволяет провести такое сравнение для всей свиты. Мощность песчаников второй пачки здесь возрастает до 30 м, а вышележащей части свиты составляет 120 м.

К юго-западу и юго-востоку от стратотипа строение свиты оказывается гораздо менее выдержанным. Уже в 25—26 км к юго-востоку от него, в приустьевой части р.Идум (см. рис. 18), мощность свиты сокращается до 60—63 м, а верхние ее горизонты обогащаются обломочным материалом. Строение двух нижних ее пачек здесь остается близким к типовому, но их мощность уменьшается соответственно до 21—22 и 6—7 м. Верхним двум пачкам стратотипа в приустьевой части р.Идум отвечает 23—24-метровая толща господствующих песчаников, чередующихся с песчанстыми, онколитовыми и строматолитовыми доломитами. Она без признаков несогласия перекрыта эннинскими песчаниками. Микрофитолиты данного разреза представлены *Radiosus kussiensis*, *R.f.n.*, *R.ovale*, *Nelcanella occidentalis*, редкими *N.gigantea*, *Osagia f.n.*, а среди строматолитов господствуют стратиферы, реже встречаются панисколлени и совсем редко — омахтении. Из них в нашей коллекции есть *Omachtenia omachtensis* (обр. 4470/26 М), *Stratifera omachtella* (обр. 4470/26И) из нижней и *Str.omachtella* (обр. 4470/27К) и *Paniscollenia omachta* (обр. 4470/27Л) из верхней части свиты.

Еще более сокращенный ее разрез (45—50 м), отличающийся дальнейшим увеличением роли терригенных пород, вскрыт в нижнем течении Гонама на склонах высоты 1095 м. Нижняя его пачка (16—17 м), имеющая вишнево-красную окраску, представлена чередованием песчаников и резко подчиненных доломитов (см. табл.2). Характерны ритмы следующего строения (рис. 12): песчаники и (или) алевролиты с многочисленными трещинами усыхания — косослоистые песчаники, слагающие главную по мощности часть ритма, — песчанстые доломиты — онколитовые песчанстые доломиты, лишь в одном из ритмов заключающие тонкие (до 10 см) линзы строматолитовых пород. Выше, венчая разрез свиты, выделяется пачка (30—32 м) переслаивания розовато-серых тонкоплитчатых тонкозернистых и толстоплитчатых среднезернистых, иногда доломитистых песчаников полевошпат-кварцевого состава, в верхней части содержащая тонкие прослойки песчанстых и онколитовых доломитов.

К югу от только что рассмотренных районов, в бассейне среднего течения р.Алгомы, согласно С.В.Нужнову [1967] и Н.С.Шпак, омахтинская свита также отличается повышенной ролью терригенных пород и редукцией карбонатных. Приводит ли развитие

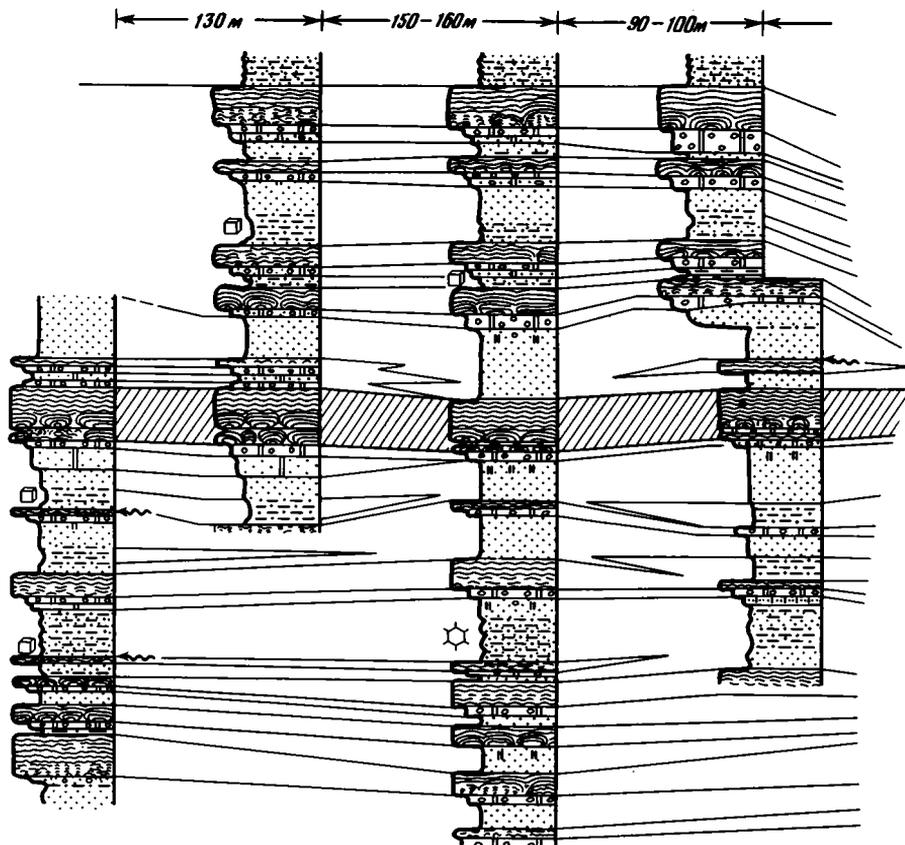
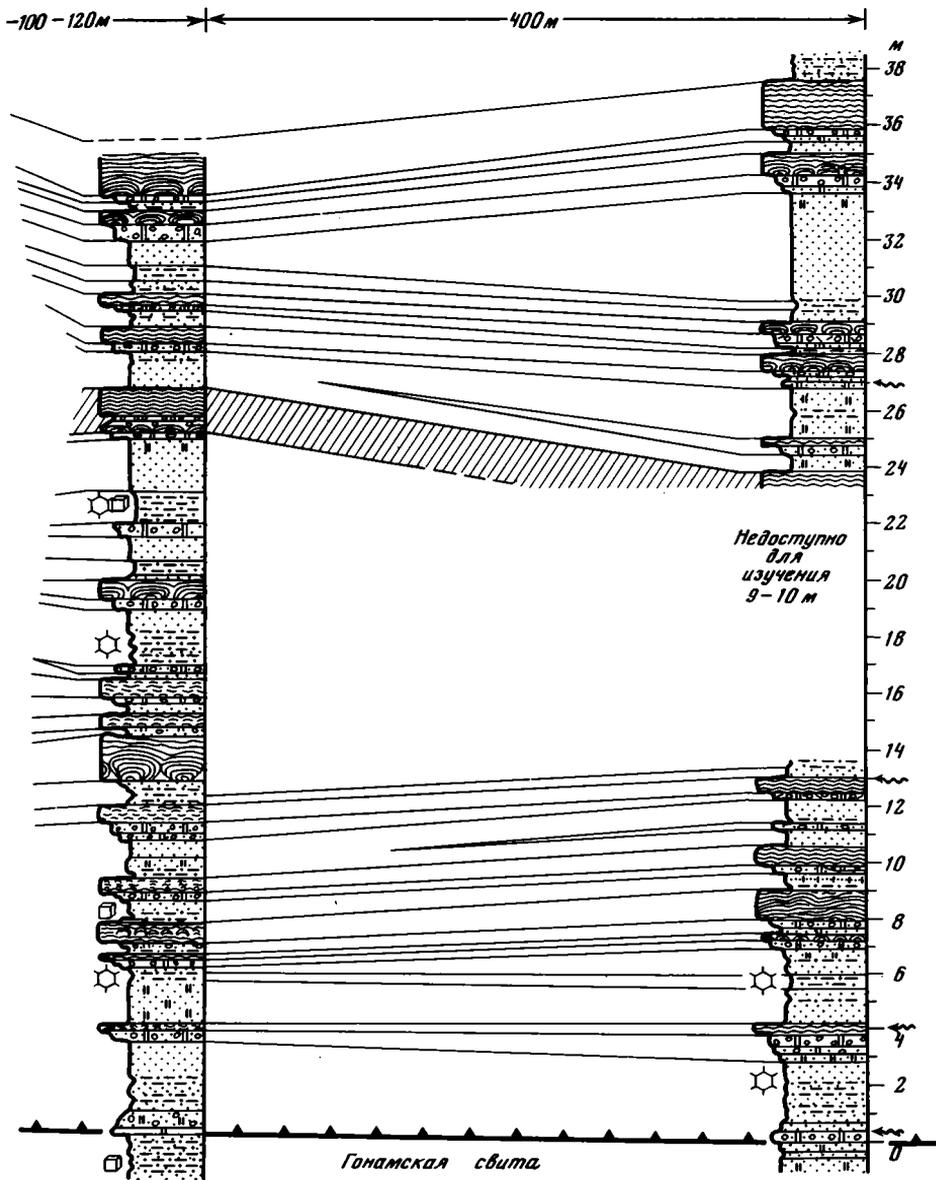


Рис. 11. Изменчивость ритмов по простиранию нижней пачки омахтинской свиты на правом склоне долины р. Учур выше устья р. Бердякит

Условные обозначения см. на рис. 9. Заштрихован маркирующий пласт строматолитовых доломитов (см. рис. 10)

этой тенденции к полному замещению свиты в более юго-западных участках сплошной терригенной толщей, как считают Н.С.Шпак, Н.Д. Зленко и Т.С. Долгих, сказать нельзя: те обломочные отложения Гонамо-Алгомского междуречья, которые названными геологами считаются омахтинскими, по нашим данным, относятся частично к гонамской свите, а частично к тоттинской.

Противоположные изменения происходят в омахтинской свите к востоку от стратотипа. Наиболее четко они видны на примере нижних ее горизонтов, хорошая обнаженность которых допускает составление послойных непрерывных разрезов (табл. 2). К востоку от низовьев р.Идюм, на правом склоне долины Учюра против устья р.Артын, общее строение свиты остается близким к типовому (две ритмичные терригенно-карбонатные толщи, разделенные пачкой песчаников), но доломиты начинают преобладать над обломочными породами, соотношение различных их типов существенно меняется и впервые в заметных количествах появляются хемогенные доломиты (см. табл. 2). В ритмах они занимают место строматолитовых пород или налегают на них, слагая прослой толщиной от 2–5 до 35–40 см. Вместе с тем окраска всех доломитов нижней ритмичной толщи, имеющей здесь мощность 75–80 м, меняется на серую, а среди терригенных ее членов на фоне преобладающих красноцветных разностей появляются светло-серые, глауконитовые. Такие же светлые, преимущественно глауконитовые кварцевые песчаники слагают и вышележащую терригенную пачку (10 м). В верхней, хуже обнаженной ритмичной толще (60–65 м) доломитистые и бескарбонатные песчаники чередуются



в нижних 15 м с песчанистыми и строматолитовыми, а выше, кроме того, с онколитовыми и пизолитовыми доломитами, относительная роль которых нарастает вверх. Общая мощность свиты у устья р.Артын 150–170 м. По всему ее разрезу среди микрофитолигов преобладают *Glebosites magnus*, *Osagia libidinosa*, *Radiusus ovale*, *R. f.n.*, *R. tenebricusus*, *R. kussiensis*, крупные *Osagia f.n.*, причем три последние формы особенно обильны в верхней толще, где им сопутствуют редкие *Nelcanella occidentalis*, *N.sp.*, *Nubecularites f.n.* Строматолиты представлены *Stratifera omachtella* (обр. 175В,Д, 176Е,177Г, 178И из нижней толщи и 179Б, 180Е из верхней, коллекция 4305), гораздо более редкими *Paniscollenia omachta* (обр. 4305/178Б), *P.sp.*, а в единичных пластах и *Omachtienia omachtensis* (обр. 4305/180В).

Наметившиеся в артыновском разрезе фациальные изменения свиты еще ярче проявля-

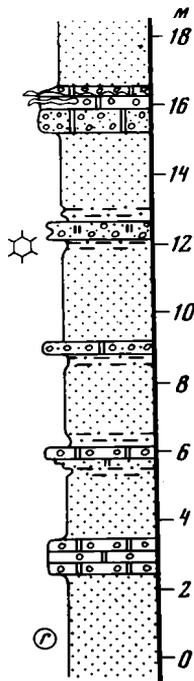


Рис. 12. Строение ритмов омахтинской свиты в низовьях р. Гонам  
Условные обозначения см. на рис. 9

ются в верховьях Учур, где ее мощность заметно возрастает. На левобережье Учур выше устья руч. Гивун, где еще сохранился полный разрез свиты, ее мощность составляет 280–300 м, а несколько восточнее, у устья р. Часовня Учурская, только уцелевшая от предтоттинского размыва ее часть превышает 220–250 м.

Лучшие по обнаженности разрезы свиты в верховьях Учур расположены у устья р. Юны (см. рис. 18), где вскрыта подошва и нижние 26 м свиты, и в 1,5 км ниже устья р. Токунда Учурская, где видна более высокая часть свиты (около 75 м), также входящая в ее нижнюю половину. Точное сопоставление этих разрезов затруднено. В обоих из них обнажены ритмично чередующиеся терригенные и карбонатные породы, представление об относительной роли которых дают рис. 13 и табл. 2. В более полных, но хуже обнаженных разрезах у устьев р. Часовня Учурская и руч. Гивун видно, что сходно построены и более высокие части свиты.

В строении омахтинских ритмов в верховьях Учур происходят важные изменения: роль терригенных членов переслаивания резко сокращается, меняется характер слагающих их пород и углубляется процесс перераспределения относительной роли различных доломитов. Это сопровождается уменьшением количества следов временного осушения и почти полным исчезновением красной окраски.

В основании ритмов вместо довольно значительных пластов мелко-среднезернистых, обычно бескарбонатных песчаников, типичных для более западных районов, в верховьях Учур либо залегают небольшие серые пакетики мелкозернистых доломитистых кварцевых песчаников и (или) алевролитов, либо наблюдается частое чередование таких же песчаников (слои от 0,5 до 12–15 см) с песчанистыми и алевритистыми доломитами (слои и линзы в 0,5–5 см). В обломочной фракции этих песчаников растет количество карбонатных зерен (до 30–40% породы).

Среди карбонатных членов ритмов в верховьях Учур на первое место выходят строматолитовые доломиты, образующие пласты мощностью до 2,5 м, и резко возрастает количество хемогенных доломитов (пласты до 1,5 м). Последние представляют собой фарфоровидные острооскольчатые породы палево-серой, зеленоватой или розовой окраски, неслоистые или неяснослоистые, микро- и тонкозернистые. В них иногда видны тонкие пленки строматолитов, слойки и линзочки, обогащенные алевритовым материалом, или рассеянные мелкие онколиты. Реже встречаются глинистые разности с обильной слюдой на плоскостях напластования. Такие доломиты завершают трансгрессивные части ритмов. Песчанистые и онколитовые доломиты не характерны для верхнеучурских разрезов и обычно выпадают из состава ритмов, а если присутствуют, то содержат не только крупные онколиты, как в более западных районах, но и мелкие радиозусы, нельканеллы и линзочки хемогенных доломитов.

В базальной части свиты, обнаженной у устья р. Юны, микрофитоциты представлены массовыми *Glebosites magnus*, *Osagia f.n.*, *Radiosus ovale*, *R.f.n.*, редкими *R. tenebricus*, *R. kussiensis*, *Osagia kotuikanica*. Первые пять форм отмечены и выше по разрезу, у устья р. Токунда Учурская, где к ним присоединяются *Nelcanella occidentalis*, редкие *N.gigantea*, *N.sp.*, *Nubecularites f.n.*, *Volvatella biljachica*, *Osagia libidinosa*, *Radiosus kotuicanicus*. Среди строматолитов, помимо известных нам по более западным районам преобладающих *Stratifera omachtella* (обр. 134Б, 139, 142Е, 143Е, 145Б, 146, 146А, 147А, Ж, 148К, 150Г, 151П, 152Г, коллекция 4303), более редких *Paniscollenia omachta* (обр. 143Б–Д, 149П, 152А, коллекция 4303) и единичных *Omachtenia omachtensis* (обр. 4303/146), здесь появляются крупные столбы *Colonnella sp.* (обр. 143А, 146 и 147Г, 150К, 151В, Е, коллекция 4303), обладающие той же микроструктурой.

Таблица 2

Содержание различных типов пород в нижней части омахтинской свиты, %

Тип пород	Разрез			
	I	II	III	IV
Терригенные	78	55	40	33
Карбонатные	22	45	60	67
Песчанистые доломиты	5 (23)	3 (7)	13 (22)	11 (16)
Онколитовые доломиты	16 (73)	14 (31)	10 (16)	6 (9)
Строматолитовые доломиты	1 (4)	28 (62)	34 (57)	32 (48)
Хемогенные доломиты	—	—	3 (5)	18 (27)

Примечание. I — низовья р.Гонам, нижняя пачка; II — стратотип, нижняя пачка; III — р.Учур против устья р.Артын, нижняя толща; IV — р.Учур у устья р.Юны и ниже устья р.ТокундаУчурская, нижняя часть свиты.

Приведенные данные демонстрируют значительные фациальные изменения свиты в субширотном пересечении через центральную часть Учурской впадины. Подобные же изменения удастся проследить и в северной части этой впадины. Наиболее восточный разрез рассматриваемых отложений расположен здесь в приустьевой части р.Большой Аим, где омахтинские биоритмы выступают из-под трансгрессивно залегающей тоттинской свиты и имеют видимую мощность 40—42 м. Ритмы здесь начинаются пакетами частого неравномерного чередования тонких (от долей сантиметра до 15—20 см) прослоев и линз доломитистых мелкозернистых песчаников или алевролитов с аргиллитами, алевролитистыми доломитами и более редкими обломочными доломитами (рис. 14, вкл.). Песчаники и доломиты преобладают у основания этих пакетов, а аргиллиты и доломиты — у кровли. Породы обычно окрашены в зеленовато- и розовато-серые тона, и только некоторые прослои имеют интенсивно красный цвет. На поверхностях напластования видны крупные глиптоморфозы по галиту, но трещины усыхания редки. Выше по разрезу обычно следуют зеленовато-серые и белесые глинисто-алевролитистые доломиты, вверх иногда переходящие в афанитовые фарфоровидные разности. Эти породы слагают пласты, которым в редких случаях предшествуют тонкие прослои либо линзы онколитовых или обломочно-онколитовых доломитов, в целом не характерных для описываемого разреза. Трансгрессивную часть ритмов завершают пласты строматолитов, обычно имеющие довольно значительную мощность (до 2,8—3 м). Регрессивная часть ритмов, если она сохраняется, вновь представлена глинистыми алевролитистыми доломитами. Многометровые монопородные пласты в данном разрезе вопреки указанию Б.С.Неволина с соавторами [1978] отсутствуют. Собранные здесь онколиты определены как *Radiosus ovale*, *R. kussiensis*, *R. f.n.*, *Nelcanella occidentalis*. Строматолиты представлены главным образом крупными *Paniscollenia omachta* (обр.66К,Т, 67М, 68В,Г,П, 71, 73Б, коллекция 4461) и *Stratifera omachtella* (обр.66Д,С, 67Д, 73Д,К, коллекция 4461); в них изредка появляются омахтении (*Omachtenia omachtensis*, обр. 4305/66Г).

Из сказанного ясно, что описанный разрез во многом сходен с верхнеучурским. Как там, так и здесь в составе ритмов мало песчаников, довольно редки следы осушения, широко представлены хемогенные и строматолитовые доломиты — относительно глубоководные породы среди общего очень мелководного спектра омахтинских осадков.

Более полный, но гораздо хуже обнаженный разрез омахтинской свиты вскрыт в 70 км юго-западнее только что рассмотренного, на правобережье р.Большой Аим в 1,5 км ниже устья р.Ханакыт и в верховьях руч.Чээрдахаан. В обнаженной здесь 260—280-метровой ритмичной толще преобладают карбонатные породы, а среди них — обломочные и глинисто-алевролитистые разности. Строматолитовые, онколитовые и хемогенные доломиты в заметных количествах присутствуют только в средней и верхней частях этого разреза, а песчанистые доломиты и песчаники появляются, по существу, только на двух интервалах. Первый из них (мощностью 55—60 м) начинается в 160—170 м от видимого основания разреза, а второй (8—10 м) расположен в его кровле, прямо под эннинскими песчаниками.

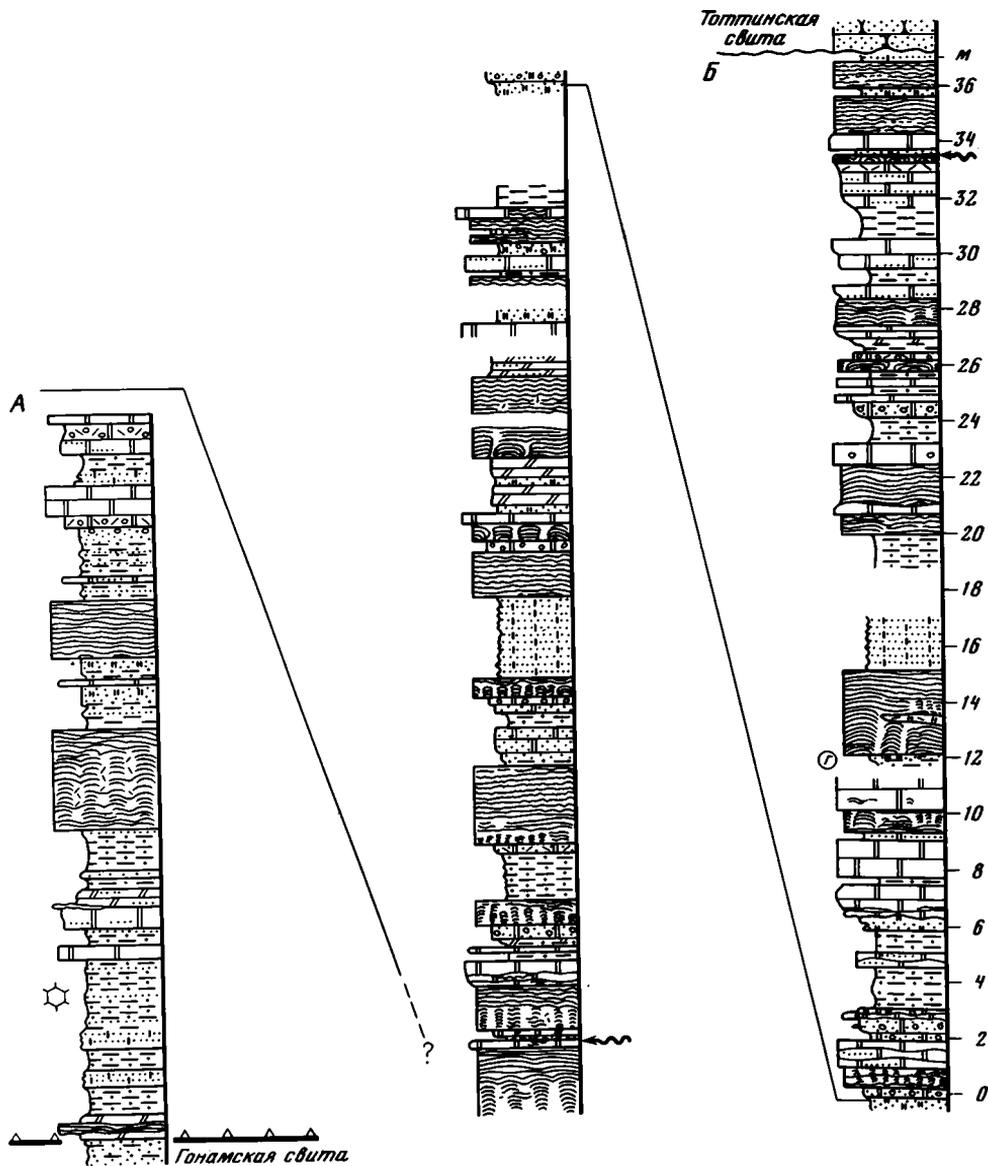


Рис. 13. Строение ритмов в нижних горизонтах омахтинской свиты в верховьях р. Учур  
 А — у устья р. Юны; Б — у устья р. Токунды Учурской  
 Условные обозначения см. на рис. 9

Омахтинские породы бассейна среднего и нижнего течения р. Большой Аим отличаются общей зараженностью глауконитом, почти полным отсутствием среднезернистых и более грубых разностей полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников и широким развитием некоторых специфических типов доломитов. В первую очередь это обломочные доломиты, состоящие из уплощенных и округлых псаммитовых и мелкоцефитовых обломков микро-тонкозернистых доломитов, погруженных в тонкозернистый доломитовый матрикс. Последний в той или иной мере обогащен алевритовыми и (или) мелкопесчаными зернами кварца. Присутствие карбонатных песчинок в онколитовых и песчаных доломитах отмечалось и в других разрезах омахтинской свиты, но нигде они не играют столь существенной роли, как в бассейне Большого Айма. Здесь

Рис. 15. Строение ритмов омахтинской свиты в верховьях р. Большой Аим

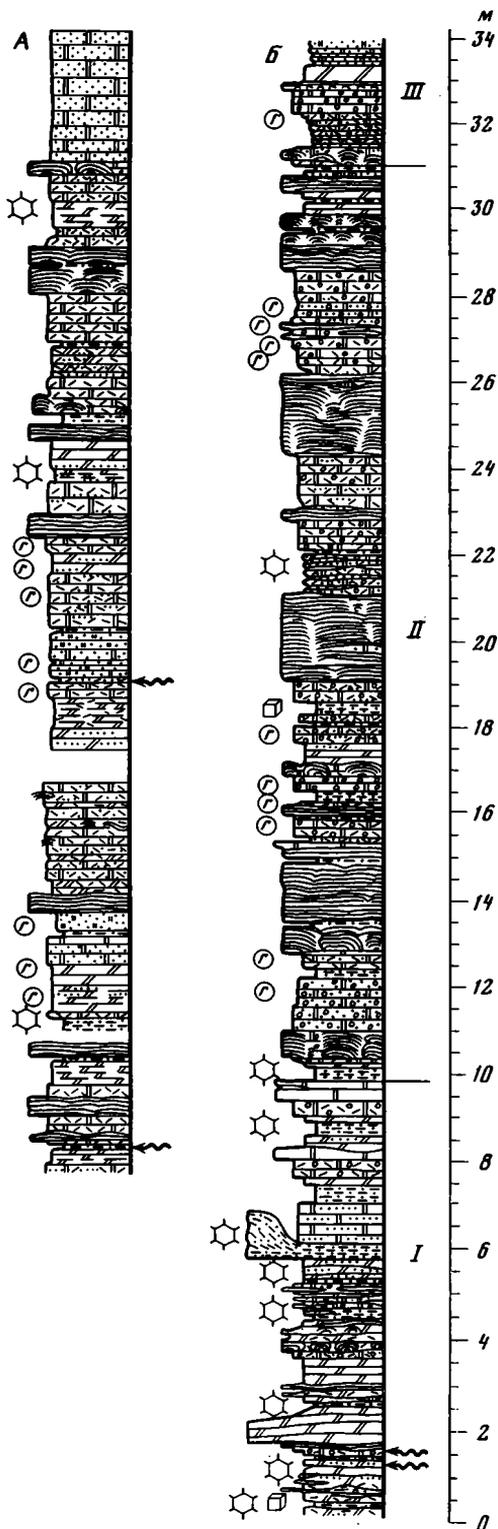
А — против устья р. Ярмарка Хапчана, Б — у устья руч. Галстуктаах

Условные обозначения см. на рис. 9. Римские цифры — пакки, описанные в тексте

они слагают самостоятельный, широко распространенный тип доломитов или насыщают собой онколитовые, а иногда песчанистые доломиты и песчаники. Обломочные доломиты неясно отграничены от кварц-доломитовых песчаников, до 50% обломочных зерен которых сложено доломитом. Такие зерна хорошо окатаны и имеют размер до 1–1,5 мм, чем резко отличаются от силикатных обломков, имеющих мелкопесчаную размерность. Другой, в известной мере новой разностью пород являются белесые доломиты. Эти тонкозернистые породы послойно обогащены глинистым и (или) мелкоалевролитовым материалом, тончайшими листочками слюды и иногда переходят в доломитистые мергели.

Плохая обнаженность в районе устья р. Ханакыт затрудняет изучение деталей строения омахтинской свиты и морфологии ее строматолитов. Гораздо больше в этом отношении дают скальные обнажения, расположенные выше по р. Большой Аим. Наиболее значительное из них наблюдается в 3 км ниже устья руч. Галстуктаах. Здесь выступает 36-метровая ритмичная толща, принадлежащая к средней части свиты (рис. 15).

В нижних 8 м этой толщи (I пачка) ритмы начинаются пакетами тонкого переслаивания зеленовато-серых листоватых аргиллитов с розоватыми мелкозернистыми алевритистыми песчаниками, количество которых убывает вверх. Как те, так и другие породы несут многочисленные трещины усыхания и глиптоморфозы по галиту. Выше, слагая основную по мощности часть ритмов, залегают серые, часто зеленоватые глинисто-алевритистые доломиты или мергели, содержащие участки и линзы обломочного строения. Их перекрывают онколитовые и онколитово-обломочные доломиты, образующие тонкие прослои, а выше иногда следуют мало-мощные горизонты пластовых и желваковых строматолитов либо тонкие (0,5–2 см) строматолитовые пленки, расклинивающие онколитовые и обломочные доломиты



и мергели. Верхнюю регрессивную часть ритмов вновь слагают глинисто-алеверитистые доломиты.

Во II пачке мощностью 23 м наблюдается другая многократно повторяющаяся последовательность пород: пакеты тонкого переслаивания преобладающих аргиллитов с мелкозернистыми песчаниками — песчанисто-обломочные, обломочно-онколитовые и онколитовые доломиты с линзочками алевролитов — строматолитовые доломиты — песчанисто-обломочные и онколитовые или глинисто-алеверитистые доломиты. Терригенные члены ритмов не превосходят 15—20 см по мощности, а нередко вообще отсутствуют, зато строматолитовые достигают 2 м. К ним приурочены стяжения кремней.

В ритмах III пачки практически исчезают строматолитовые и терригенные породы и господство переходит к песчаным, онколитовым и обломочным доломитам. Видимая мощность этой пачки в скалах 5,5 м, а выше в высыпках наблюдается еще около 20 м такого же чередования. Затем преимущественно в высыпках наблюдается 10—12 м переслаивания только что перечисленных разновидностей доломитов с мелкозернистыми серыми песчаниками и 30—32 м чередования преобладающих строматолитовых и глинисто-алеверитистых доломитов с песчанистыми доломитами, а в верхних 10—12 м и с песчаниками. Общая видимая мощность приведенного разреза 90—92 м. В скальной его части содержатся микрофитоциты *Radiosus ovale*, *R. f. n.*, *R. tenebricus*, *R. kussiensis*, *Glebosites magnus*, *Nelcanella occidentalis*, *N. sp.*, *N. gigantea*, *Volvatella biljachica*; преобладают две первые формы радиозусов и нельканеллы. Среди строматолитов господствуют стратиферы (*Stratifera omachtella*, обр. 52М, 53Ж, 55, 56Л,Н, 57Ж,Н, 58Б,Г, коллекция 4461), иногда встречаются панисколлении (*Paniscollenia omachta*, обр. 53Б, 56Д, коллекция 4461), омахтении, а в одном из пластов — *Collonnella sp.* (обр. 53М).

Западнее, на левом склоне долины р. Большой Аим против устья р. Ярмарка Хапчана, мощность и количество строматолитовых пластов на сопоставимых уровнях в омахтинской свите сокращаются (см. рис. 15), у ее кровли появляются красноцветные доломиты, а признаки временного осушения проникают и в карбонатные члены ритмов (каналы размыва, выполненные обломочными доломитами). Состав собранных здесь микрофитоцитов не отличается от указанного у устья руч. Галстуктаах, а строматолиты представлены главным образом стратиферами (*Stratifera omachtella*, обр. 215, коллекция 4303; обр. 249В,Н, 259Е,Ж,М, коллекция 4461), очень редкими панисколлениями (*Paniscollenia omachta*, обр. 249С, коллекция 4461) и омахтениями (*Omachtenia omachtensis*, обр. 216, коллекция 4303). Мощность свиты в рассматриваемом участке, судя по плохо обнаженному разрезу в низовьях р. Ярмарка Хапчана, сокращается до 140—150 м. В.И. Татаринцов и И.П. Кузнецов, проводившие геологическую съемку в верховьях Большого Аима, считают, что мощность свиты здесь 270 м. Однако под названием омахтинских ими были объединены как собственно омахтинские, так и близкие по составу эннинские отложения. Подобную же ошибку сделала Е.Г. Жукова при картировании междуречья Большого и Малого Аима.

Еще меньшую мощность омахтинская свита имеет в крайних северо-западных выходах, на склонах долины Учур в окрестностях переката Чертов, устьев рек Мангарылах и Чайдаах. В целом здесь намечается двучленное ее строение (см. рис. 8). В ритмах нижней части преобладают бескарбонатные красноцветные песчаники, среди которых широко представлены относительно грубые разности, а также линзы и отдельные прослои гравелитов. Карбонатные члены ритмов в нижней толще сложены главным образом песчанистыми, более редкими онколитовыми и иногда строматолитовыми доломитами. В верхней толще, перекрытой эннинскими отложениями, в ритмах господствуют карбонаты. Это встречающиеся примерно в равных количествах онколитовые (в том числе пизолитовые), строматолитовые, обломочные и песчанистые доломиты. Все они отличаются красной окраской; по всему разрезу свиты широко развит глауконит. Мощность нижней ее части на правом берегу Учур у переката Чертов (руч. Садахах) не превышает 12—15 м, а на левом берегу выше устья р. Чайдаах увеличивается до 25—30 м, тогда как суммарная мощность свиты здесь не меняется и составляет 45—50 м. Среди микрофитоцитов в бассейне руч. Садахах преобладают *Radiosus ovale*, *R. f. n.*, *Osagia libidinosa*,

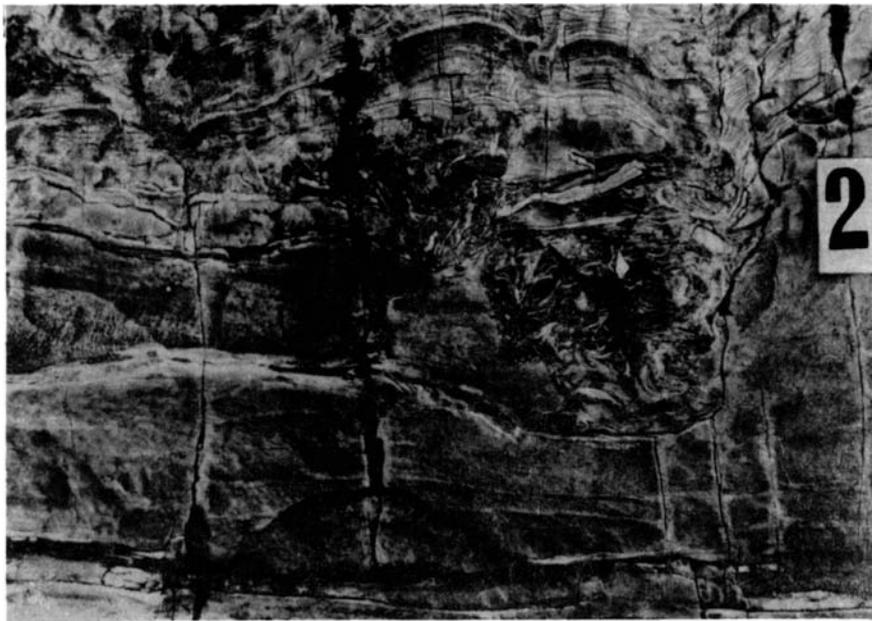


Рис. 16. Следы размывов в ритмах нижней толщи омахтинской свиты по р. Идюм в 9,5 км ниже устья руч. Малый Сивагликан

Высота цифры на снимке — 5 см

*O.f.n.*, *Nelcanella occidentalis*, *N. gigantea*, *Glebosites magnus*, а среди строматолитов встречены только стратиферы (*Stratifera omachtella*, обр.41, 41А–В, коллекция 4470).

В южной части Учурской впадины наиболее своеобразен состав омахтинской свиты в бассейне р.Мулам и среднего течения р.Идюм. Здесь ее отличают преобладание глинистых разностей карбонатных пород, появление аргиллитов, сокращение количества песчаников, строматолитовых и онколитовых доломитов и господствующая серая и темно-серая окраска. Выделяются эти районы и значительной мощностью свиты (до 450–500 м по данным В.Р.Алексеева). Лучшие ее выходы расположены по берегам р.Идюм ниже и выше устья руч.Малый Сивагликан. Основание свиты в береговых обнажениях не вскрыто, а наибольшая видимая мощность (340–350 м) наблюдается в 14 км ниже упомянутого ручья. В этом разрезе обособляются три части. Нижняя из них, вскрытая в прибрежных скалах, сложена ритмичным чередованием песчано-глинистых пород с несколько более частыми доломитами, среди которых преобладают глинисто-алевритистые и песчанистые. Видимая мощность этой толщи 130–140 м. Выше залегает 160–180-метровая толща, отличающаяся от нижележащей сокращением роли обломочных пород. Завершает разрез свиты 45–50-метровая толща, в которой глинисто-алевритистые доломиты почти совсем вытесняют прочие разности карбонатных пород и разделяются существенно аргиллитовыми пакетами соизмеримой мощности.

Для нижней толщи характерны ритмы следующего строения. Их начинают пакеты частого (через 1–3 см) чередования линз и невыдержанных тонких прослоев либо аргиллитов, доломитистых алевролитов и (или) мелкозернистых песчаников, либо аргиллитов и глинисто-алевритистых, обычно слюдястых доломитов. Мощности таких пакетов варьируют от 5–8 до 130–140 см, обычно составляя 20–40 см. Выше в ритмах следуют косослоистые доломитистые мелкозернистые песчаники и (или) алевролиты (от 5 до 120 см, обычно 25–50 см), тонко расслоенные примазки и линзочки аргиллитов. В 100-метровой послонно изученной части нижней толщи два рассмотренных члена ритмов слагают соответственно 27 и 15% разреза, оставляя на долю карбонатов 58%.

Эти последние начинаются глинисто-алевритистыми или песчанистыми доломитами, содержащими тонкие прослои и линзы доломитистых алевролитов либо мелкозернистых песчаников. Породы разбиты многочисленными трещинами усыхания, выполненными алевролитами и песчаниками. Такие трещины иногда превращают доломиты в серию слабо смещенных фрагментов, заключенных в карбонатно-песчаном матриксе. Здесь же обычные поверхности размыва протяженностью в несколько метров, имеющие сложный рельеф амплитудой до 30–35 см (рис.16). Депрессии рельефа заполнены плоскими обломками пород того же пласта, а поднятия увенчаны пластовыми и желваковыми строматолитами. Описанные породы, представляющие собой очень характерные члены ритмов, образуют пласты в 8–90 см (обычно 20–40 см), которые в сумме слагают около 12% разреза. Далее по ритмам, как правило, следуют глинисто-алевритистые доломиты, обладающие тонкой слоистостью за счет чередования миллиметровых слоев, в различной мере обогащенных кластогенным материалом (кварцем и слюдой). Эти доломиты залегают в пластах толщиной 12–140 см (обычно 30–50 см), составляющих до 21% разреза. Они содержат линзы мергелей с трещинами усыхания, а иногда желваковые и столбчато-пластовые строматолиты, являющие собой несомненный пример литоральных построек, вообще довольно редких в рифеи Сибири. Во всех перечисленных членах ритмов обычны глиптоморфозы по галиту, а иногда щели от выщелачивания кристаллов гипса. В кровле некоторых ритмов располагаются породы, не несущие признаков осушения. Это обломочные, обломочно-онколитовые и строматолитовые доломиты. Хотя отдельные их пласты достигают мощности 140–175 см, в общем сложении толщи они составляют всего соответственно 5, 9 и 10%.

В средней толще свиты при сохранении общего характера переслаивания значительно сокращается количество терригенных пород, которые редко образуют прослои более 15–20 см. Роль карбонатов, напротив, увеличивается главным образом за счет песчанистых доломитов, преобладающих над прочими их разностями. Лучшие выходы этой толщи – береговые скалы по р.Идюм в 300 м и в 1,8 км выше устья руч. Малый Сивагликан (рис. 17, А).

Ритмы верхней толщи имеют иное строение (см. рис. 17, Б). Их нижние части представлены черными или темно-серыми оскольчатými аргиллитами, содержащими изменчивое, но в целом подчиненное количество тонких прослоев и линз доломитистых разностей, глинисто-алевритистых доломитов, алевролитов, а иногда и мелкозернистых песчаников. На поверхностях напластования обычны трещины усыхания. Эти породы слагают прослои в 40–170 см, которые в общем строении толщи играют примерно равную роль с карбонатными. Верхние части ритмов образуют серые глинисто-алевритистые тонкослоистые слюдистые доломиты и доломитовые мергели (50–120 см), часто содержащие пропластки аргиллитов, линзы обломочных, обломочно-онколитовых и строматолитовых доломитов. Последние иногда выходят к кровле ритмов, где слагают самостоятельные пласты в 50–80 см. Лучшие обнажения этой толщи расположены на левом склоне долины р.Идюм против устья руч. Малый Сивагликан и в 4,5 км выше его. Под микроскопом все перечисленные породы бассейна р.Идюм неотличимы от описанных в бассейне р.Большой Аим. Характерно, что среди песчаников идюмских разрезов широко распространены кварцево-доломитовые разности, в обломочной фракции которых преобладают зерна доломитов и окатанные фрагменты онколитов.

Строматолиты нижней толщи описанного разреза представлены панисколлениями, омачтениями и стратиферами, причем последние преобладают и то образуют самостоятельные биостромы, то вместе с омачтениями слагают крупные караваевидные биогермы. В коллекции 4470 отсюда имеются *Omachtenia omachtensis* (обр. 5Г,Д, 6Б, 9Г, 12А,Ж, 13, 14, 220Д, 221И,К), *Stratifera omachtella* (обр.6И, 8К, 9В, 18, 220К,Л), *Paniscollenia omachta* (обр. 11А). Во второй и третьей толщах, где строматолиты редки, среди них господствует *Stratifera omachtella* (обр. 21А, 207Е,Ж,М, 211, 211Б,Ж,Т, 213П) и только иногда наблюдаются панисколлени (*Pan.omachta*, обр.213 из второй толщи). Среди микрофитолитов первой толщи наиболее обычны *Radiosus ovale*, *R.f.n.*, *Nelcanella occidentalis*, реже встречаются *N.gigantea*, *Volvatella biljachica* и в единичных

Рис. 17. Строение ритмов омахтинской свиты по р. Идум

А — средняя толща свиты, левый берег р. Идум в 1,8 км выше устья руч. Малый Сивагликан; Б — верхняя толща свиты, правый берег р. Идум в 4,6 км выше устья того же ручья

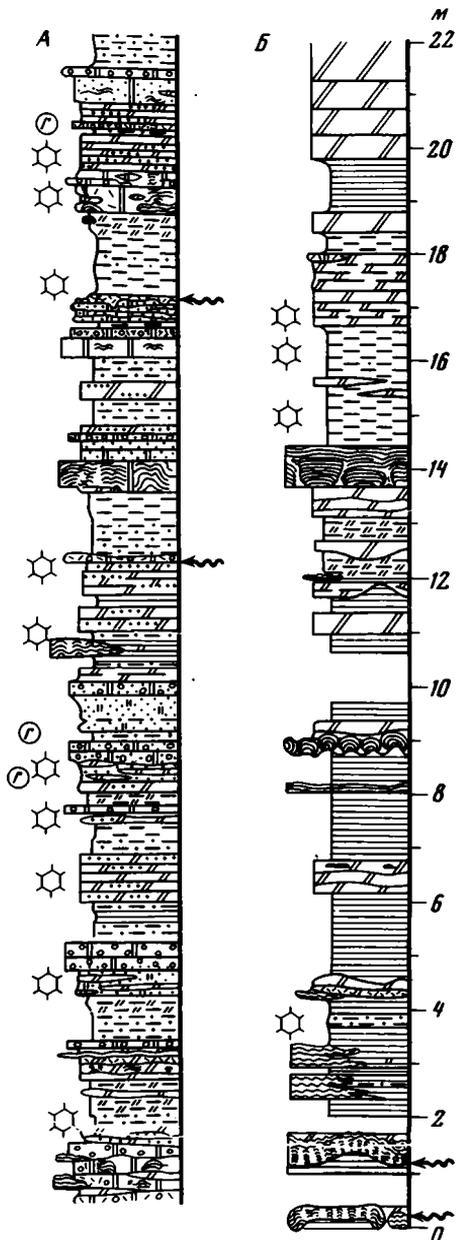
Условные обозначения см. на рис. 9

шлифах наблюдаются *Osagia kotuikanica*, *O. pulla*, *O. libidinosa*, *O. uchurica*, *O. f.n.*, *Vesicularites rotundus*, *Radiosus tenebricus*, *R. kussiensis*, *Glebosites magnus*. Три первые формы главенствуют и выше по разрезу, где им сопутствуют *Volvatella biljachica*, *Vesicularites f.n.* (во второй толще), *Nelcanella gigantea*, *Radiosus kussiensis* и *R. tenebricus* (во второй и третьей толщах).

К северо-востоку от рассмотренного участка, в бассейне р. Амуликан, строение омахтинской свиты приближается к наблюдаемому в верховьях Учура. В слоении 250–300-метровой ее толщи, по данным Я.Д. Шенкмана и Г.Ю. Гаген-Торн, преобладают хомогенные афанитовые и строматолитовые доломиты, реже встречаются обломочные, онколитовые и песчанистые, а песчаники в заметных количествах присутствуют только в двух небольших (34–38 и 10–30 м) пачках, нижняя из которых начинается в 130 м, а верхняя — в 230–250 м от подошвы свиты.

Противоположные изменения свита претерпевает к западу. На левобережье нижнего течения р. Мулам количество песчанистых доломитов и песчаников в сохранившейся от предъюдомского размыва нижней части свиты (220–250 м) заметно возрастает, аргиллиты исчезают, а роль онколитовых доломитов падает. Далее к западу, в верховьях р. Алгомы, свиту, по данным В.И. Гольденберга, представляет 150-метровая толща чередования бескарбонатных и доломитистых песчаников с доломитами и алевролитами.

Сводная фитологическая характеристика омахтинской свиты очень сходна с наблюдаемой в гонамской свите (см. табл. 3, рис. 45). Все три широко распространенных таксона омахтинских строматолитов — *Stratifera omachtella*, *Paniscollenia omachta*, *Omachtetia omachtensis* — являются общими для обеих свит, и лишь местами к ним присоединяется *Colonnella sp.*, не встречающаяся в гонамских отложениях. Б.С.Неволин с соавторами [1978] в числе омахтинских строматолитов упоминают *Kussiella kussiensis* Kryl. из разрезов у устья р.Большой Аним и по р.Мулам. Автор этих определений не указан. Детальное изучение строматолитов упомянутых разрезов убедило нас, что среди них не только нет названной формы, но и вообще отсутствуют куссиеллы. Что же касается *Kussiella sp.*, изображенной С.В.Нужновым [1967] из эллиптического разреза, то знакомство с образцами, послужившими основой данного определения, и опубликованные изображения их срезов убеждают, что мы имеем дело с омахтениями, количество пере-



ходных мостиков в которых было искусственно сокращено при восстановлении формы построек.

В заключение отметим, что направленность фациальных изменений омахтинской свиты в трех описанных выше субширотных пересечениях через северную, центральную и южную части Учурской впадины одинакова. В восточных разрезах свита представлена главным образом карбонатными осадками, среди которых доминируют строматолитовые и хемогенные породы, а обломочные имеют карбонатный цемент и в значительной степени сложены продуктами локальных перемывов карбонатных отложений. В западных районах терригенные породы образуют не менее половины разреза свиты, будучи представлены как доломитистыми, так и бескарбонатными разностями кварцевого и полевошпат-кварцевого состава. Хемогенные доломиты здесь выклиниваются, и господство среди карбонатов переходит к онколитовым и песчанистым доломитам, представляющим собой наиболее мелководные разности омахтинских карбонатов. В южном пересечении, кроме того, в бассейне р.Идюм широкое развитие получают алевролит-аргиллитовые осадки. На фоне этих литологических изменений мощность свиты в общем сокращается к западу, по направлению к Алданскому шиту, и возрастает к юго-востоку и югу.

### *Эннинская свита*

Под названием "эннинская свита" Ю.К. Дзевановский и З.Г. Ушакова в 1947 г. выделили карбонатно-терригенную толщу, которая по Учуре вблизи устья р. Гонам залегает между омахтинской и юдомской свитами. Здесь эннинские отложения, представленные двумя монолитными пачками песчаников и разделяющей их ритмичной терригенно-карбонатной толщей, по составу ясно отличаются от подстилающих омахтинских. За пределами района, тяготеющего к устью Гонама, упомянутые пачки песчаников в значительной мере замещаются частым ритмичным чередованием песчаников и разнообразных доломитов, в результате чего эннинская и омахтинская свиты становятся трудно различимыми. Это обстоятельство в свое время привело к крупной стратиграфической ошибке: эннинская свита бассейна среднего течения Учур была сопоставлена с базальными терригенными толщами значительно более молодой майской серии [Нужнов, Ярмолюк, 1959, 1963; Нужнов, 1967], развитой главным образом в бассейне р. Май и в верховьях Учур.

Эннинская свита известна только в Учурской впадине, где пользуется более узким распространением, чем подстилающие свиты учурской серии. Имеющиеся в литературе многочисленные указания на гораздо более обширное развитие эннинской свиты объясняются неправомерным отождествлением с ней нижнемайских терригенных толщ.

Эннинские отложения, как правило, ныне высоко приподняты над тальвегами крупных долин. Это предопределяет характер их обнаженности: развалы, высыпки и небольшие коренные выходы. Контакт эннинской и омахтинской свит в естественных выходах не вскрыт.

Стратотип свиты расположен на правом склоне долины Учур у устья р. Бердякит (рис. 18). Здесь над омахтинскими отложениями после 12-метрового перерыва в обнажении залегают:

Мощность, м

- I. Песчаники светло-серые и желтоватые, реже красные, мелко- и среднезернистые, с прослоями более грубых разностей, косослоистые, массивные и плитчатые. Среди последних — многочисленные примазки и прослои красных и зеленых аргиллитов, трещины усыхания и знаки ряби. В нижних 5 м породы содержат мелкую (0,5–1 см) рассеянную гальку доломитов. По составу песчаники олигомиктовые полевошпат-кварцевые (полевого шпата не более 10–15% обломочной фракции) и практически мономиктовые кварцевые. Цемент кварцевый регенерационный, иногда с рассеянными гидроокислами железа, обычно с глаукоцитом . . . . . 67–70 (видимая)
- II. Ритмичное чередование преобладающих светло-серых и кирпично-красных мелко- и среднезернистых песчаников с красноватыми, реже серыми песчанистыми, онколитовыми, а в одном из ритмов и строматолитовыми доломитами (рис. 19). Песчаники отличаются от подстилающих лишь появлением доломитового цемента . . . . . 16–17

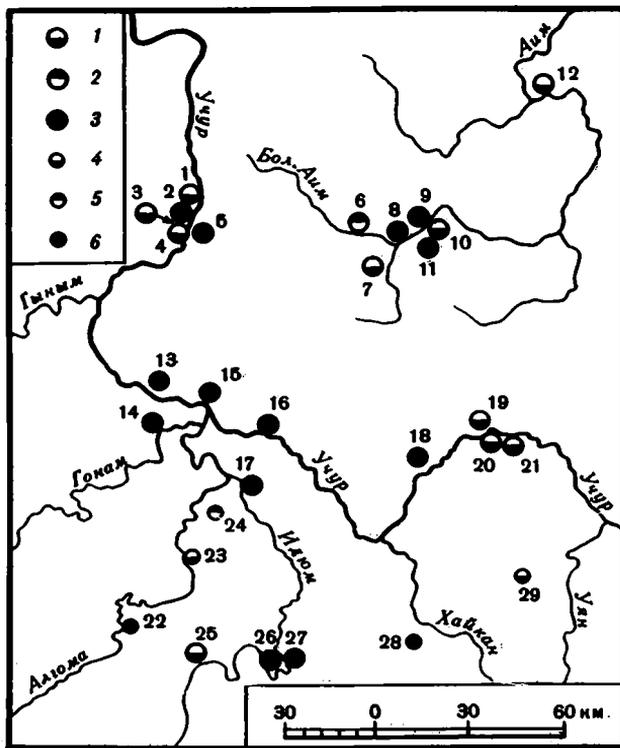


Рис. 18. Расположение описанных разрезов омахтинской и эннинской свит

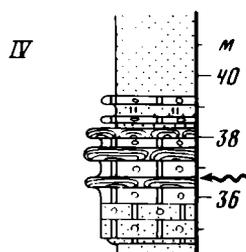
1—3 — разрезы омахтинской (1), эннинской (2) и той и другой (3) свит, изученные авторами; 4—6 — то же, изученные другими геологами

Разрезы: 1—4 — левый берег р. Учур в районе переката Чертов: 1 — в 2,5 км выше устья р. Чайдаах, 2 — против о-ва Голого, 3 — ниже и выше устья р. Тарынгнаах, 4 — в 2 км выше устья р. Мангарылах; 5 — р. Садарах; 6 — р. Большой Аим у устья руч. Алтан; 7 — низовья р. Ярмарка Хапчана; 8—10 — р. Большой Аим: 8 — у устья р. Ярмарка Хапчана, 9 — у устья руч. Галстуктаах, 10 — у устья р. Ханакыт; 11 — верховья р. Чээрдахаан; 12 — р. Большой Аим у устья; 13 — р. Учур у устья руч. Суклан; 14 — низовья р. Гонам, высота 1095 м; 15, 16 — р. Учур: 15 — у устья р. Бердякит (стратотип), 16 — против устья р. Артын; 17 — приустьевая часть р. Идум у устья руч. Аян-Юрях; 18—21 — р. Учур: 18 — выше устья р. Гивун, 19 — у устья р. Часовня Учурская, 20 — против устья р. Токунда Учурская, 21 — против устья р. Юны; 22 — верховья р. Алгомы у устья руч. Оюмрак (по данным В.И. Гольденберга); 23 — среднее течение р. Алгомы [Нужнов, 1967]; 24 — р. Джендо [Нужнов, 1967]; 25 — низовья р. Мулам; 26 — р. Идум в районе устья руч. Малый Сивагликан; 27 — р. Идум в 14 км ниже устья руч. Малый Сивагликан; 28 — р. Амуликан — руч. Айяа (данные Я.Д. Шенкмана); 29 — р. Муналы (данные В.И. Гольденберга)

Мощность, м

- III. Также же ритмичное чередование, но песчаники в нем резко подчинены карбонатным породам, среди которых главную роль играют онколитовые и строматолитовые доломиты . . . . . 20—22
- IV. Песчаники, аналогичные описанным в слое I, в верхних 40 м с единичными маломощными (до 30 см) пластинами алевритистых или песчаных, а также строматолитовых доломитов. В 25 м от кровли — 3-метровый пакет розоватых хемогенных доломитов, по тончайшим прослойкам обогащенных алевритовой примесью . . . . . 90—95

Описанные отложения общей мощностью около 200 м трансгрессивно перекрыты юдомской серией. Их строматолиты представлены *Stratifera omachtella* Semikh. (пачки II и III, обр. 286Б, В, Г, коллекция 4461; обр. 107, 108, коллекция 4303), редкими *Paniscollenia omachta* Semikh. (пачка III, обр. 4461/287), *Omachtenia omachtensis* Nuzhñ. (пачка III, обр. 4303/109), *Stratifera* sp. и *Paniscollenia* sp. (пачки III и IV). Указание С.В. Нужнова [1967, с. 61] на наличие здесь *Baicalia prima* (?) Semikh. не подтвердилось. В данном разрезе не только нет байкалий, но и вообще отсутствуют столбчатые строматолиты. Среди микрофитоцитов пачек II и III определены *Radiosus*



Не обнажено 12 м

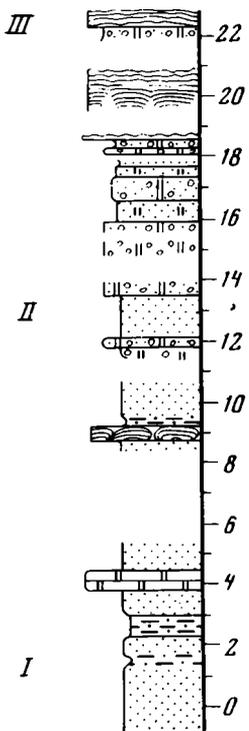


Рис. 19. Строение средней части эннинской свиты в стратотипе

Условные обозначения см. на рис. 9. Римские цифры — пачки, описанные в тексте

ovale (Vologd. et Drosd.), *R. kussiensis* Zabr., *R. tenebricus* Z. Zhur., *R. f.n.*, *Nelcanella* sp., более редкие *N. occidentalis* Zabr. и *Glebosites magnus* Nar.

В стратотипе эннинская свита четко отличается от омахтинской преобладанием сероцветных глауконитовых песчаников и преимущественно красной окраской терригенно-карбонатных пачек. Вместе с тем эти свиты обладают и несомненным сходством. Оно проявляется в единстве состава и текстурно-структурных особенностей одноименных пород обеих свит, в общности их палеонтологической характеристики, в появлении в верхах омахтинской свиты серых глауконитовых песчаников и в наличии тождественной ритмичности терригенно-карбонатных частей обеих свит. Эннинские ритмы отвечают омахтинским не только по трансгрессивно-регрессивному строению, но и по набору слагающих пород и характеру их сочетания в ритмах [Семихатов, Серебряков, 1978].

По площади эннинская свита довольно быстро меняется. В низовьях рек Гонам и Идюм она сохраняет свойственное стратотипу трехчленное деление, но соотношения мощностей, а отчасти и строение сопоставимых пачек меняются. В приустьевой части р. Гонам на склонах высоты 1095 м нижняя пачка свиты (60–65 м) представлена грязно-оранжевыми и розоватыми полевошпат-кварцевыми плитчатыми среднезернистыми песчаниками, чередующимися с более грубыми массивными светло-серыми, иногда глауконитовыми разностями. Средняя пачка (25–30 м) — это чередующиеся между собой кварцевые мелко- и среднезернистые доломитистые и бескарбонатные, нередко глауконитовые песчаники, подчиненные им красноцветные, главным образом строматолитовые доломиты (*Stratifera* sp.) и редкие красные и зеленые аргиллиты. Верхняя пачка (40–45 м) отличается от нижней лишь увеличением

количества глауконитовых песчаников, ее трансгрессивно перекрывает юдомская серия.

Сопоставление описанных разрезов не вызывает сомнений, тем более что их разделяет всего 25 км. Такое сопоставление показывает, что на коротком расстоянии к юго-западу от стратотипа происходит заметное сокращение мощности терригенно-карбонатной части свиты, роль песчаников в ее сложении увеличивается, а количество красноцветных пород возрастает. Напомним, что сходные изменения в данной зоне наблюдаются и в омахтинской свите. В результате различия между названными свитами в низовьях р. Гонам в значительной мере скрадываются. В этом отношении показательно, что две нижние пачки только что приведенного разреза иногда считают омахтинскими [Язков и др., 1968]. Дальнейшие фациальные изменения эннинской свиты в юго-западном направлении неизвестны, так как выше по р. Гонам и в междуречье Гонама и Гыныма она быстро срезается тоттинскими или юдомскими отложениями.

Изменения, происходящие в эннинской свите к востоку и юго-востоку от стратотипа, противоположны только что рассмотренным: в этом направлении увеличивается

относительная роль доломитов в сложении свиты, а ее окраска постепенно меняется на сероцветную. Начальную стадию таких изменений иллюстрирует разрез в приустьевой части р. Идюм (у устья руч. Аян-Юрях), который по последовательности и мощностям пачек очень близок к типовому. В нижней песчаниковой пачке, имеющей здесь мощность 75–78 м, наряду с бескарбонатными мелко- и среднезернистыми песчаниками, знакомыми нам по двум ранее описанным ее разрезам, в заметном количестве появляются сходные песчаники, которые обладают доломитовым поровым или базальным цементом и содержат редкие онколиты, а с 13–14 м от подошвы пачки и до ее кровли наблюдаются отдельные прослои (от 2–3 до 30–35 см) песчаных, онколитовых и редких строматолитовых доломитов.

Средняя ритмичная пачка у устья р. Идюм увеличивается в мощности до 48–50 м. В ее ритмах господствуют бескарбонатные и карбонатные мелко- и среднезернистые песчаники, образующие пласты толщиной до 1,5–1,8 м. Карбонатные члены ритмов, слагающие прослои в 20–60 см, представлены песчанстыми доломитами, обогащенными онколитами, более редкими онколитовыми, а иногда и строматолитовыми породами. В отличие от сравнимой части стратотипа данная пачка окрашена не в красные, а в серые и палевые тона.

Верхняя пачка свиты в приустьевой части р. Идюм представлена серыми и зеленоватыми мелко- и среднезернистыми бескарбонатными и доломитистыми песчаниками, среди которых в нижних 25–26 м содержатся едичные тонкие прослои песчаных доломитов, а выше — отдельные более мощные (до 70–80 см) пласты онколитовых доломитов, многочисленные примазки и прослои черных и зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов. Все перечисленные породы, кроме аргиллитов, содержат то или иное количество глауконита, а песчаники и алевролиты несут многочисленные трещины усыхания и волноприбойные знаки. Разрез пачки венчает 4-метровый пакет синевато-серых пелитоморфных плитчатых доломитов, который по положению в разрезе точно соответствует сходному пакету, расположенному у кровли свиты в ее стратотипе. Видимая мощность верхней пачки у устья р. Идюм 58–60 м, а всей свиты — 170–180 м. Судя по данным С.В. Нужнова [1967] и Н.С. Шпак, в общем так же построена свита в среднем течении р. Алгомы. Состав микрофитолитов во всех пачках идюмского разреза достаточно однообразен: *Radiosus ovale* (Vologd. et Drosd.), *R. kussiensis* Zabr., *R. f.n.*, редкие *Globosites magnus* Nar., *Neicaneila occidentalis* Zabr., *N. sp.* Среди строматолитов преобладают стратиферы с плохой сохранностью микроструктуры.

На примере идюмского разреза хорошо видно, как к юго-востоку от стратотипа терригенные пачки энинской свиты постепенно расклиниваются карбонатными прослоями и теряют свою однородность, а роль ритмичной терригенно-карбонатной толщи возрастает. Дальнейшее развитие этого процесса демонстрирует разрез в 20 км к востоку от стратотипа, на правом склоне долины Учюра ниже устья р. Артын. На омахтинских отложениях здесь залегают:

Мощность, м

1. Песчаники светло-серые, иногда желтовато- и буровато-серые, мелко- и среднезернистые, нередко с послонной примесью крупнозернистого материала, грубоплитчатые, с многочисленными трещинами усыхания. Породы обычно полевошпат-кварцевые, с глауконитом, но встречаются почти чисто кварцевые, а среди мелкозернистых разновидностей — и редкие аркозово-кварцевые. Цемент кварцевый регенерационный, в относительно грубых породах участками поровый, доломитовый или гидрослюдястый . . . . . 52–55
2. Ритмичное переслаивание преобладающих песчаников, аналогичных описанным, с серыми песчанстыми, онколитовыми, редкими хомогенными доломитами и слюдястыми алевролитами. Все породы, как правило, содержат глауконит . . . . . 38–40
3. Ритмичное переслаивание доминирующих сероцветных строматолитовых, онколитовых, более редких песчаных, обломочных и хомогенных доломитов с подчиненными песчаниками. В 15 м от основания в интервале 10 м по мощности присутствуют, по существу, только строматолитовые (*Stratifera*) породы. Песчаники преимущественно кварцевые и доломит-кварцевые, обычно с доломитовым цементом . . . . . 43–46
4. Песчаники, близкие к слагающим слой 1, с линзами интенсивно глауконитовых разновидностей. В верхней трети — небольшие прослои хомогенных и песчаных доломитов . . . . . 70–75

5. Переслаивание подобных же песчаников с песчанистыми, онколитовыми, строматолитовыми, редкими обломочными и хемогенными доломитами. Относительная роль карбонатных пород увеличивается вверх по разрезу . . . . . 70–75
6. Доломиты пятнистые, от бежевых до вишнево-красных, толстоплитчатые, преимущественно обломочные, реже обломочно-онколитовые или хемогенные, иногда строматолитовые . . . 12–15

Суммарная мощность свиты, несогласно перекрытой юдомскими гравелитами и песчаниками, равна 280–300 м. Состав микрофитолигов несколько меняется по артыньскому разрезу. Во второй пачке это *Radiosus ovale* (Vologd. et Drosd.), *Nelcanella occidentalis* Zabr., N.sp., *Asterosphaeroides* f.n., в третьей пачке – перечисленные формы и *Radiosus* f.n., *Osagia kotuicanica* Milst., редкие *Glebosites magnus* Nar., в пятой – *Radiosus kotuicanicus* Milst., *R. ovale*, R.f.n., а в шестой – *Glebosites magnus* Nar. и *Vermiculites* sp. Среди строматолитов по всему разрезу почти безраздельно господствуют *Stratifera omachtella* Semikh. (обр. 185, 185А, П, 187, 187П, коллекция, 4305) и *Stratifera* sp.; только во второй пачке присутствуют *Paniscollenia omachta* Semikh. (обр. 185К/4305), P.sp. и редкие *Omachtenia omachtensis* Nuzhn. (обр. 4303/110), а в пятой появляется новая форма стратифер (обр. 186В/4305), обладающая микроструктурой группы *Canalophoria* по классификации Вл.А. Комара [1979].

Относительно плохая обнаженность артыньского разреза затрудняет изучение мелкой ритмичности его терригенно-карбонатных пачек. Тем не менее даже в отдельных небольших выходах видно, что эта ритмичность как по своей направленности, так и по набору пород и характеру их сочетания аналогична наблюдаемой в омахтинской. Под микроскопом одноименные породы обеих свит неразличимы.

Четыре нижние пачки артыньского разреза по составу и последовательности находят своих прямых аналогов в стратотипе энинской свиты, но относительное их значение меняется: мощности терригенных пачек у устья р. Артын заметно сокращаются, а карбонатных – увеличиваются, хотя суммарная мощность данной части разреза остается почти неизменной. Выше в артыньском разрезе из-под предъюдомского несогласия появляется новая терригенно-карбонатная толща (слои 5 и 6), по составу и строению сходная со средней частью стратотипа и ее коррелянтами. Это сходство заставляет включать данную толщу в состав энинской свиты, хотя ее аналогов нет в стратотипе. В этой связи напомним, что типовой разрез энинской свиты сверху ограничен несогласием и уже только поэтому не может служить мерой ее стратиграфического объема.

Сравнение описанных разрезов показывает, что в субширотном пересечении через центральную часть Учурской впадины с запада на восток происходит постепенное замещение терригенных пачек энинской свиты терригенно-карбонатными. В перспективе этот процесс должен привести к общей нивелировке строения свиты и превращению ее в однородную ритмичную толщу, сходную с омахтинской. В центральном сегменте Учурской впадины такое превращение наблюдать не удастся: восточнее р. Артын хороших разрезов энинской свиты нет, а глубина предъюдомского среза возрастает и в междуречье Токунды Учурской и Юны достигает подошвы свиты.

Более показательны в этом отношении разрезы северного сегмента Учурской впадины, вскрытые в бассейне р. Большой Аим. Их рассмотрение удобно начать с самого восточного разреза, расположенного в верховьях руч. Чээрдахаан на склонах высоты 982 м (см. рис. 18). На омахтинских отложениях здесь залегают:

1. Песчаники желтовато- и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, полевшпат-кварцевые и кварцевые, с кварцевым регенерационным и доломитовым базальным либо поровым цементом. Породы тонкоплитчатые, косослоисты, обогащены глауконитом, иногда заключают мелкие линзы и полуокатанные гальки палевых доломитов. В 20 м от основания в 4-метровой пачке песчаники расклиниваются пластами (20–50 см) доломитов, в которых по вертикали видна смена песчанистых разностей онколитовыми, а иногда и хемогенными . . . . . 40–42
2. Чередование песчаников, подобных слагающим нижележащую пачку, и более многочисленных сероцветных доломитов (обломочных, онколитовых, пизолитовых, реже строматолитовых и хемогенных), обычно содержащих глауконит . . . . . 20–22

3. Пачка, отличающаяся от нижележащей дальнейшим сокращением количества песчаников, увеличением относительной роли строматолитовых разностей среди карбонатных пород и почти полным исчезновением пизолитовых (крупноонколитовых) доломитов . . . . . 60–64
4. Песчаники, аналогичные слагающим слой I . . . . . 12–14
5. Чередование таких же песчаников с обломочными, песчанистыми и хемогенными доломитами. Терригенные и карбонатные породы в сложении пачки играют примерно равную роль . . . . . 20–22
6. Чередование преобладающих светло-серых доломитов (строматолитовых, онколитовых, более редких хемогенных, песчанисто-обломочных и иногда пизолитовых) с подчиненными розовато-серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками . . . . . 90–100
7. Доломиты зеленовато-серые и вишнево-красные, онколитовые, строматолитовые, обломочные (обычно косослойные), реже фарфоровидные хемогенные . . . . . 70–80 (видимая)

Общая видимая мощность свиты здесь 300–340 м. Набор микрофилитов всех ее пачек однороден: *Radiosus ovale* (Vologd. et Drosd.), *R.f.n.*, *Nelcanella occidentalis* Zabr., *N. sp.*, редкие *Radiosus kussiensis* Zabr., и *Glebosites magnus* Nar. Полного представления о наборе строматолитов этого разреза составить не удастся из-за плохой обнаженности (главным образом высыпки). В нашей коллекции имеются лишь *Stratifera omachtella* из пачек 3 и 6 (обр. 304В, 305Б, Ж, коллекция 4461), а в поле фрагменты стратифер наблюдались также в пачках 2 и 7.

По составу и последовательности пачек чээрдахаанский разрез прекрасно увязывается с артыньским. Различия между ними сводятся, по существу, лишь к увеличению пропорции доломитов в первом разрезе, редукции в нем пачек песчаников и появлению в них доломитового материала. Напомним, что артыньский разрез беспспорным образом увязывается со стратотипом эннинской свиты. Следовательно, можно утверждать, что в бассейне руч. Чээрдахаан описаны эннинские отложения, хотя по составу и строению в силу указанных изменений они становятся очень похожими на омахтинские. При поисках "исчезнувшей" в этих районах эннинской свиты внимание при средне-масштабной геологической съемке привлекли базальные аргиллит-песчаные горизонты майской серии, и именно они были закартированы и описаны здесь как эннинские (И.П. Кузнецов, Е.Г. Жукова) [Нужнов, 1967; Потапов и др., 1974; и др.]. Второй аналогичный "перескок" с одного стратиграфического уровня на другой был сделан в верховьях Учуря, где эннинские терригенно-карбонатные толщи района устья р. Артын оказались сопоставленными с нижнемайскими (нижнетоттинскими) отложениями междуручья Чайдаха и Юны, а сохранившиеся между этими участками эннинские породы картировались в составе омахтинской свиты. Уверенность в таких сопоставлениях долгие годы была столь велика, что в литературе произошла подмена понятий, и типично эннинскими – вопреки положению стратотипа – нередко стали рассматриваться базальные горизонты майской серии района Омнинского поднятия.

Артыньский и чээрдахаанский разрезы эннинской свиты являются стратиграфически наиболее полными из всех вскрытых в современном срезе. К западу от руч. Чээрдахаан верхние горизонты свиты быстро срезаются тоттинскими, а западнее р. Ярмарка Халчана – юдомскими отложениями. В результате в верховьях р. Большой Аим наблюдаются только довольно низкие горизонты свиты, отвечающие трем нижним пачкам чээрдахаанского разреза. Они демонстрируют дальнейшее сокращения мощности базальных песчаников и углубление процесса замещения терригенных пород карбонатными в толщах переслаивания.

На левом склоне долины р. Большой Аим против устья р. Ярмарка Халчана мощность базальной пачки составляет всего 10–12 м. В ее сложении господствуют светло-серые и желтовато-серые мелко- и среднезернистые кварцевые, бескарбонатные и доломитистые глауконитовые песчаники. Им подчинены сходные, но более грубые песчаники, а также редкие песчанистые доломиты, образующие пласты в 20–30 см толщиной. Выше залегает 16–18-метровая пачка чередования серых карбонатных плитчатых песчаников с розовато-серыми и сиреневыми глауконитовыми песчанистыми и онколитовыми доломитами, количество которых возрастает вверх по разрезу. В них содержатся *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., *R. kussiensis* Zabr., *R. ovale* (Vologd.

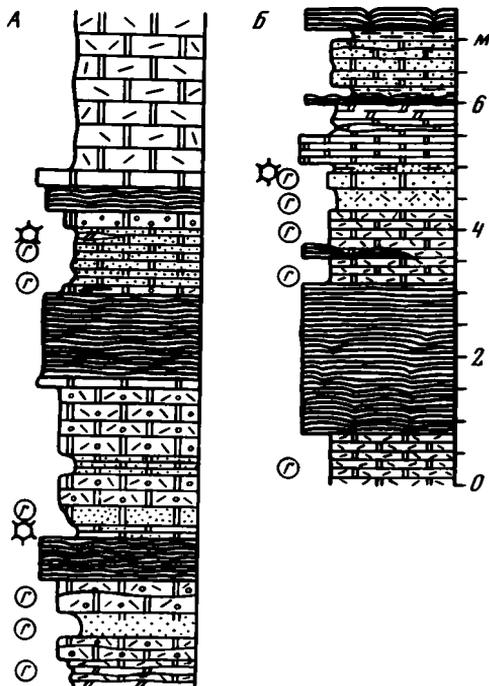


Рис. 20. Строение ритмов нижней части эннинской свиты в верховьях р. Большой Айм

Левобережье р. Большой Айм: А — выше устья руч. Аартык, Б — против устья р. Ярмарка Хапчана  
Условные обозначения см. на рис. 9

et Drosd.), *Nelcanella* sp. В вышележащей части свиты (88–90 м) преобладают розоватые и серые карбонатные породы. Это мелкообломочные доломиты, более редкие строматолитовые, онколитовые и хемогенные. Вместе с подчиненными зеленовато-серыми разномерными песчаниками они образуют мелкие ритмы, представление о строении которых дает рис. 20, А. Микрофитоциты здесь представлены *R. ovale*, *R. f. n.*, *Nelcanella occidentalis* Zabr., *N. sp.*, редкими *Globosites magnus* Nar., а строматолиты — *Stratifera omachella* Semikh. (обр. 296Д, 297Б, коллекция 4461) и *Omachtenia* sp. Сохранившаяся от предтогтинского размыва мощность свиты у устья р. Ярмарка Хапчана 110–120 м, у устья руч. Галстуктаха 80–85 м. Выше по р. Большой Айм, в районе устья р. Алтан, эннинская свита пред-

ставлена небольшой (8–10 м) пачкой песчаников и вышележащей толщей разнообразных по составу, главным образом красноцветных доломитов и подчиненных песчаников, ритмично чередующихся между собой (см. рис. 20, Б).

Крайние северо-западные выходы эннинской свиты наблюдаются на склонах долины Учур в районе переката Чертов и устья р. Чайдаах (см. рис. 18). На правом склоне долины, в бассейне руч. Садарах, свиту слагают:

Мощность, м

1. Песчаники светло-серые и бурые, косослоистые, мелко- и среднезернистые, с прослоями и линзами более грубых разностей, полевошпат-кварцевые, частично с глауконитом . . . . . 5–6
2. Чередование доломитов, окрашенных в сиреневые и грязно-красные тона, и подчиненных желтовато-серых и кирпично-красных песчаников, подобных слагающим слой 1. Среди доломитов преобладают онколитовые и пизолитовые породы, содержащие значительную примесь песчаного, а иногда и гравийного материала, представленного кварцем, микрокварцитами и тонкозернистыми доломитами. Реже встречаются обломочные и строматолитовые разности . . . . . 23–25
3. Песчаники, близкие к слагающим слой 1, с отдельными прослоями онколитовых и строматолитовых доломитов . . . . . 13–14
4. Чередующиеся онколитовые, строматолитовые, песчаные доломиты и подчиненные песчаники . . . . . 4–5

Несколько южнее, на правобережье Учур над руч. Суклан, вскрыты аналоги всех трех только что описанных пачек (их мощности соответственно 15, 35–37, 35–38 и 15 м). Этот разрез является промежуточным между садарахским и стратотипом не только по положению, но и по строению.

Микрофитоциты садарахского разреза представлены *Radiosus ovale* (Vologd. et Drosd.), часто образующими крупные синтетические желвачки, и более редкими *R. f. n.*, *R. kussiensis* Zabr., *Nelcanella occidentalis* Zabr., *N. sp.* Среди строматолитов присутствуют лишь стратиферы; в пачке 2 они определены как *Stratifera omachta* Semikh. (обр. 41А/4461).

Описанные отложения суммарной мощностью в бассейне руч. Садарах 45–50 м, а на склоне долины руч. Суклан 100–105 м подстилаются сходными по составу омахтинскими толщами и трансгрессивно перекрываются базальными песчаниками юдомской серии. Непосредственно западнее руч. Садарах, на левобережье Учур ниже о-ва Го-

лого, от предъюдомского размыва сохраняется не более 16–18 м эннинских пород (см. рис. 8). Их разрез начинают светлые мелко- и среднезернистые песчаники мощностью 4–5 м, а завершает ритмичная толща, аналогичная слагающей слой 2 только что приведенного разреза.

Судя по поведению сохранившихся сопоставимых пачек, мощность эннинской свиты на северо-западе Учурской впадины сильно сокращается, причем особенно резко редуцируются пачки песчаников. На этом фоне грубость обломочного материала в терригенных и терригенно-карбонатных пачках увеличивается, а в толщах переслаивания значительно возрастает относительная роль онколитовых, пизолитовых и песчаных доломитов — наиболее мелководных членов общего набора омахтинско-эннинских карбонатов. Видимо, в районе переката Чертов мы встречаемся с краевыми фациями эннинского бассейна, накопившимися вблизи вялого источника сноса.

Из сказанного ясно, что индивидуальность эннинской свиты, ярко выраженная в ее стратотипе и прилежащих разрезах, в значительной мере утрачивается в северной и северо-западной частях Учурской впадины. В результате разграничение эннинских и омахтинских отложений встречает здесь значительные трудности, которые усугубляются плохой обнаженностью. Лишь последовательное прослеживание определенных пачек от разреза к разрезу позволяет уверенно идентифицировать эннинские отложения в бассейне р. Большой Аим и в низовьях Учура и проследить всю гамму их фациальных переходов.

Трудности в обособлении эннинской свиты возникают и в крайних южных разрезах, в которых она нередко приобретает карбонатно-глинистый состав, не свойственный ей в северных районах. Наиболее полный разрез свиты на юге Учурской впадины сохранился на левобережье р. Идум против устья руч. Малый Сивагликан. Те горизонты, которые по составу и стратиграфическому положению могут быть сопоставлены с базальной пачкой стратотипа, здесь имеют следующее строение:

Мощность, м

1. Песчаники светло-серые и розоватые, мелко- и среднезернистые, доломитистые, плитчатые, с тонкими (< 2 см) прослойками и примазками серых аргиллитов. Обломочная фракция песчаников представлена присутствующими примерно в равных количествах кварцем и доломитами (хемогенными и онколитовыми), а также гораздо более редкими полевыми шпатами и иногда кислыми эффузивами. Цемент доломитовый поровый и кварцевый регенерационный, обычно с глауконитом. В средней и верхней частях слоя присутствуют линзы сильно доломитистых песчаников с рассеянными *Radiosus f.n.*, а также неправильной формы тела, тонкие линзы (0,5–3,0 см) и редкие прослой (до 5–8 см) серых песчаных и онколитовых (*Radiosus f.n.*) доломитов и их уплощенные гальки, которые концентрируются в отдельных линзовидных участках . . . . . 8
2. Доломиты серые, песчанисто-онколитовые и обломочные, в нижней части с прослоем в 25 см строматолитовых доломитов (*Stratifera sp.*). Микрофитолиты *Radiosus tenebricus*, *R. ovale*, *R. f.n.*, *Nelcanella occidentalis* . . . . . 6
3. Аргиллиты черные, листоватые, с подчиненными прослоями (до 20 см) кварцевых песчаников, несущих массу трещин усыхания на поверхностях напластования. Единичные биогермы (50 × 30 см) желваковых строматолитов плохой сохранности . . . . . 9–10
4. Песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, близкие к слагающим слой 1, с многочисленными примазками аргиллитов и трещинами усыхания . . . . . 14–15

Вышележащая часть эннинской свиты здесь представлена монотонной сероцветной толщей чередования 1–5-метровых пакетов частого переслаивания аргиллитов, подчиненных алевролитов, а иногда и доломитов с 1–4-метровыми горизонтами доломитов. Эти горизонты сложены либо одной какой-нибудь разновидностью доломитов (обычно онколитовыми или строматолитовыми), либо вертикальной сменой алевитисто-песчаных, онколитовых и строматолитовых пород. Последние неизменно представлены стратиферами (*Stratifera omachtella*, обр. 208Л и 209, коллекция 4470), а микрофитолиты — *Radiosus kussiensis*, *R. simplex*, *Nelcanella sp.* Мощность описанной толщи, несогласно перекрытой юдомскими отложениями, составляет 120–130 м, а всей эннинской свиты — 160–170 м.

За пределами небольшого участка, прилежащего к устью руч. Малый Сивагликан,

Т а б л и ц а 3  
Микрофитолиты учурской серии (определения З.А. Журавлевой)

Таксон	Gn	Om	En	Tr	Dm
<i>Radiosus ovale</i>	*	*	*	+	+
<i>R. tenebricus</i>	*	*	x	x	+
<i>R. f.n.</i>	*	*	*	+	+
<i>R. kussiensis</i>	+	+	+		
<i>R. arlanensis</i>	x				
<i>R. schenkmani</i>	x	x			
<i>R. kotuikanicus</i>		x	x		
<i>R. simplex</i>			x		
<i>Nelcanella occidentalis</i>	*	*	*	x	
<i>N. gigantea</i>		+			
<i>N. stellata</i>	x				
<i>N. sp.</i>	+	x	*		
<i>Osagia kotuikanica</i>	x	x	x	+	
<i>Os. uchurica</i>	x	x		+	
<i>Os. libidinosa</i>	x	+			
<i>Os. f.n.</i>		+			
<i>Os. pulla</i>				+	+
<i>Asterosphaeroides sp.</i>	+	x	x	x	
<i>Volvatella biljachica</i>	x	+		+	+
<i>Vesicularites rotundus</i>	x	x		+	+
<i>Ves. f.n.</i>		x			
<i>Glebosites magnus</i>	x	*	x		x
<i>Glebosites sp.</i>				x	
<i>Nubecularites f.n.</i>		x			

Пр и м е ч а н и е. Свиты: Gn — гонамская, Om — омахтинская, En — эннинская, Tr — трехгорная, Dm — димская; \* — очень частые, + — частые, x — редкие находки.

в южной части Учурской впадины сохранились лишь нижние горизонты эннинской свиты, сопоставимые с базальной, существенно песчаниковой толщей сивагликанского разреза. Их строение и мощность (30–35 м) на правом склоне долины р. Идюм в 14 км ниже устья руч. Малый Сивагликан остаются близкими к описанным, но среди песчаников доминируют бескарбонатные разности, у кровли окрашенные в интенсивные вишнево-красные тона. Та же часть разреза вскрыта в среднем течении р. Аलगмы у устья руч. Оюмрак. Здесь, по данным В.И. Гольденберга, на омахтинской свите залегают серые средне- и крупнозернистые песчаники с прослоями доломитов (30 м) и вышележащие мелкозернистые серые, а сверху более грубые красные песчаники (20 м). Сходным остается строение рассматриваемых отложений и в бассейне р. Джиендо [Нужнов, 1967]. Западнее в южной части Учурской впадины свита размыта.

Восточнее эннинские отложения сохранились лишь в верховьях р. Айайя, в пределах Амуликанского грабена. Согласно Я.Д. Шенкману и Г.Ю. Гаген-Торн, нижняя их часть (20 м) сложена светло-серыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов, средняя часть (10–15 м) представлена сходными, но более тонкослоистыми песчаниками, чередующимися с доломитистыми песчаниками и редкими песчанстыми и онколитовыми доломитами, содержащими *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., а верхняя (30 м) — белыми плитчатыми песчаниками с прослоями алевролитов. Далее к востоку и югу эннинских отложений в современном срезе нет.

Подводя итоги сказанному, отметим, что набор строматолитов эннинской свиты качественно очень близок к омахтинскому (см. рис. 45), но отличается от него количественными соотношениями присутствующих таксонов. Сходны и микрофитолитовые комплексы названных свит (табл. 3). Такое сходство фитолитов определяет

исключительно литостратиграфические критерии разграничения омахтинских и эннинских отложений.

Изложенные данные приводят к следующим выводам: 1) по мере удаления от стратотипа эннинской свиты к северу, востоку и югу однородные пачки песчаников, ясно обособляющие свиту в ее типовых разрезах, постепенно как бы растворяются в ритмичной терригенно-карбонатной толще, в результате чего эннинские отложения становятся похожими на омахтинские и разграничение их вызывает значительную трудность; 2) отложения обеих свит испытывают одинаковые фациальные изменения, которые выражаются в замещении сероцветных, преимущественно карбонатных отложений красноцветными, существенно терригенными с востока на запад, в однотипной смене преобладающих разностей карбонатных пород и в появлении темных аргиллитов в южных разрезах; 3) планы распределения мощностей омахтинской свиты и сохранившихся сопоставимых пачек эннинской в целом одинаковы. Следовательно, омахтинско-эннинские толщи представляют собой единый комплекс ритмично чередующихся терригенных и карбонатных пород, заключающий на разных уровнях изменчивые по мощности пачки песчаников.

Этот вывод о единстве, к сожалению, нельзя подкрепить изучением контакта омахтинской и эннинской свит, так как в естественных обнажениях он не вскрыт. Тем не менее ряд косвенных данных говорит о постепенных переходах между ними, а фрагменты доломитов среди эннинских песчаников, которые иногда трактовались как базальные образования, в действительности представляют собой интрокласты. Имеющиеся в литературе многочисленные указания на трансгрессивное залегание эннинской свиты на более древних образованиях, вплоть до архея, проистекают из ошибочного отождествления с ней тоттинских (нижнемайских, кодерских) толщ верховьев Учур-а и бассейна Май или некоторых гонамских песчаников бассейна Гонама.

Все сказанное выше и установленное нами трансгрессивное залегание типичных нижнемайских (тоттинских) отложений на разных горизонтах эннинской свиты в бассейне р. Большой Аим заставило порвать корреляцию нижнемайских и эннинских толщ и включить эннинскую свиту в учурскую серию в качестве завершающего ее члена [Комар и др., 1977; Семихатов, Серебряков, 1978; Неволин и др., 1978; Литология..., 1980; и др.]. Этот вывод был закреплен в унифицированных стратиграфических схемах Сибири, принятых в 1979 г.

Наборы строматолитов и микрофитолитов гонамской, омахтинской и эннинской свит (см. рис. 45, табл. 3) вместе со стратиграфическим положением толщ и определениями К-Аг возраста их глауконитов (гонамская свита — 1450—1520 (1440—1570), омахтинская — 1360 (1400) млн. лет) [Казак, Кнорре, 1973; Семихатов и др., 1973; данные Ю.Н. Лебедева] надежно определяют нижнерифейский возраст учурской серии.

### Северная часть Юдомо-Майского прогиба

В северной части Юдомо-Майского прогиба отложения учурской серии ползуются очень ограниченным распространением, обнажаясь лишь в ядрах Горностахской (см. рис. 22) и, по данным А.И. Горбунова [1979], Эбейкехятинской антиклиналей. Относительно более полные их разрезы вскрыты в первой из этих структур, где они выделяются в трехгорную и димскую свиты. Последние рассматриваются нами как местные подразделения учурской серии.

#### *Трехгорная свита*

Трехгорной свитой в 1958 г. А.И. Калмыковым была названа терригенно-карбонатная толща, залегающая в видимом основании разреза Горностахской антиклинали в нижнем течении р. Трехгорки, и именно в таком объеме эта свита позднее описывалась рядом исследователей [Воронов и др., 1966; Башарин, 1967; Ян Жин-шин, 1970; Шаповалова, 1974; Семихатов, 1974; Серебряков, 1975; Неволин и др., 1978; и др.]. В 1973—1975 гг. И.Г. Волкодав, Р.В. Базилевская и А.И. Старников [1977, 1978] вы-

делили в ядре упомянутой антиклинали, в верховьях руч. Светлого, более древние толщи и назвали их пионерской свитой. Учитывая локальное распространение этих толщ и их связь с вышележащими отложениями, мы включаем их в состав трехгорной свиты, расширяя ее первоначальный объем [Комар и др., 1977; Семихатов, Серебряков, 1978].

Лучший разрез свиты, любезно показанный нам И.Г. Волкодав и А.И. Старниковым, вскрыт на левом склоне долины руч. Светлого над устьем руч. Пионер. В видимом его основании залегают тонкоплитчатые и массивные песчаники, окрашенные в нижней части в светло-серые, а в верхней — в серые и темно-серые тона. Породы мелко- и среднезернистые, с прослоями и линзами более грубых. Состав их варьирует от почти чисто кварцевого до аркозового; обычно содержание полевых шпатов составляет 10–15% обломочной фракции. Цемент кварцевый регенерационный, иногда поровый доломитовый или гидрослюдистый. Характерны косая слоистость, симметричные знаки ряби, редкие трещины усыхания. Видимая мощность толщи 115–120 м. Выше по разрезу на протяжении 38–40 м по мощности аналогичные песчаники чередуются через 0,6–1,2 м с прослоями в 5–15 см темно-серых и черных тонкослоистых слюдистых, нередко глинистых алевролитов. В 9–10 м от подошвы этой пачки и в ее кровле преследуются два пласта (соответственно 1,5 м и 50–80 см) косослоистых сильнопесчаных онколитовых доломитов, содержащих онколиты размером до 3–4 мм (*Radiosus tenebericus* Z. Zhur., *Volvatella biljachica* Milst., *Osagia uchurica* Nar., *O. kotuicanica* Milst.). Верхний пласт перекрыт строматолитовыми доломитами (до 1,4 м), сложенными новыми формами стратифер и столбчато-пластовых построек.

Выше в склоне долины руч. Пионер следует мощная темноцветная толща, состоящая преимущественно из алевролитов. В ее составе выделяются три части. Нижняя часть (170–180 м) — это темно-серые и черные тонкоплитчатые тонкополосчатые слюдистые алевролиты, содержащие примазки и небольшие прослои аргиллитов. Вблизи основания породы слабо доломитисты и заключают отдельные прослойки серых глинистых доломитов (до 10–12 см), а в 30–32 м от подошвы — пласт (65–70 см) строматолитовых доломитов, из которого взяты новые формы столбчато-пластовых построек. Средняя, наиболее значительная часть темноцветной толщи (до 380–420 м) — это господствующие черные алевролиты и глинистые алевролиты, тонкоплитчатые, тонкослоистые, полевошпат-кварцевые, обычно в той или иной мере известковистые, слюдистые. Вблизи основания они содержат мелкие линзы и прослойки (0,5–3,5 см) тонкозернистых тонкослоистых глинистых и (или) алевролитистых известняков и возникающих за их счет плоскогалечных конгломерато-брекчий. Как алевролиты, так и известняки содержат примесь черного графитистого материала, приуроченного к отдельным тончайшим прослоям. Верхняя часть темноцветной толщи (70–80 м) — это такие же алевролиты, чередующиеся с маломощными (1–5 см) прослоями и линзами темно-бурых и черных известковистых аргиллитов и глинистых известняков с линзами эндокластитов. В составе темноцветной толщи И.Г. Волкодав и В.А. Ян Жин-шин (1980) отмечают прослой туфов кислого состава.

Описанные отложения И.Г. Волкодав, Р.В. Базилевская и А.И. Старников [1977, 1978] объединяют в пионерскую свиту и полагают, что они отделены от более молодых пород разрывом. Однако непосредственных следов этого разрыва нет, а наличие вышележащих отложениях черных алевролитов, неотличимых от слагающих темноцветную толщу, позволяет думать, что мы имеем дело с единым непрерывным комплексом осадков. На рис. 22 (см. ниже) описанные горизонты выделены как нижняя часть трехгорной свиты.

Более высокие горизонты свиты представляет 140–160-метровая пачка чередования толстых (до 5–8 м, обычно 1,5–2,5 м) монолитных пластов серых тонкозернистых доломитов, неравномерно обогащенных грубым кварцевым материалом, а иногда и крупными онколитами, более редких, несколько менее мощных пластов средне- и крупнозернистых кварцевых косослоистых песчаников с карбонатным или кварцевым регенерационным цементом и подчиненных относительно тонких (0,1–0,5 м) прослоев темных алевролитов. Последние аналогичны слагающим нижележащую

толщу. С доломитовыми пластами тесно связаны горизонты, линзы и карманы плоскогалечных конгломерато-брекчий, обломки которых иногда достигают 5–8 см.

В кровле трехгорной свиты залегает сложно построенная толща, в которой преобладают светло-серые и розовые, бурящие при выветривании доломиты, неравномерно обогащенные крупными (до 1–1,5 мм) зернами кварца и (или) онколитами. Эти породы, образующие пласты до 10–15 м мощностью, чередуются с подчиненными прослоями серых тонкоплитчатых глинистых доломитов и с более редкими, но иногда довольно значительными слоями доломитистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Встречаются отдельные горизонты (0,5–1,5 м) пластовых строматолитов, латерально связанные с эндокластическими конгломерато-брекчиями. Мощность толщи на водоразделе ручья Светлый и р. Трехгорка 250–280 м. Здесь она с угловым несогласием перекрывается талынской свитой (см. рис. 22). Несколько севернее, на левобережье нижнего течения р. Трехгорка, из-под предталынского среза появляются отложения димской свиты, согласно залегающие на только что описанной толще; ее видимая мощность здесь около 200 м, но основание не обнажено. Таким образом, общая мощность трехгорной свиты не менее 1100–1200 м; И.Г. Волкодав с соавторами [1978] оценивают ее в 1600–1650 м.

Среди микрофитолитов двух верхних пачек трехгорной свиты в нашем материале содержатся *Osigia pulla* Z. Zhur., *Volvatella biljachica* Milst., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., *Osagia kotuicanica* Milst., *Radius ovale* (Vologd. et Drosd.), *R.f.n.*, *Nelcanella occidentalis* Zabr., *Glebosites* sp. и *Asterosphaeroides* sp. Строматолиты этих же пачек представляют *Stratifera* sp. и *Nucleella figurata* Kom. (обр. 74А, 75, 75П, коллекция 3891).

В более западных районах, в ядре Эбейкехаятинской антиклинали, аналоги учурской серии установлены лишь недавно А.И. Горбуновым [1979]. Интерпретация его данных приводит к выводу, что по стратиграфическому положению и некоторому подобию последовательности напластования с трехгорной свитой здесь можно коррелировать мощную (до 1300 м), существенно красноцветную карбонатно-терригенную толщу (кыллахская, чагдалинская и билегичээнская местные свиты А.И. Горбунова). Если это так, то в трехгорной свите с востока на запад происходит замещение темноцветных, относительно тонких терригенных отложений более грубыми красноцветными, сокращение количества карбонатов и полное выклинивание известняков. В результате рассматриваемые толщи хребта Эбейке-Хаята по составу оказываются более похожими на гонамские, чем трехгорная свита типовых разрезов. Нужно отметить, что эти толщи, согласно А.И. Горбунову [1979], содержат не только характерные для учурского уровня *Gongylinia differentiata* Kom., но и некоторые другие строматолиты, типичные для более молодых серий. Нельзя не согласиться с мнением И.Г. Шаповаловой (устное сообщение), что эти последние строматолиты происходят из послечурских пород, которые были ошибочно отнесены к рассматриваемым толщам. Такая ошибка вполне объяснима из-за сложной разломной тектоники хребта Эбейке-Хаята.

В типовом разрезе трехгорной свиты обращает на себя внимание приуроченность основной массы мелководных текстур лишь к самым нижним и самым верхним частям колонки и присутствию в ее средней части известковистых пород и известняков. Наличие известкового материала выделяет эту свиту среди прочих нижнерифейских отложений Сибирской платформы и ее обрамления, в которых карбонатные породы неизменно сложены доломитами.

#### *Димская свита*

Димская свита, выделенная в 1957 г. Г.Г. Пименовым, представляет собой мощную терригенно-карбонатную толщу, которая без резких границ сменяет трехгорную свиту и с угловым несогласием перекрыта талынской. В таком объеме она понималась при геологосъемочных работах [Ян Жин-шин, 1970б] и при тематических исследованиях Б.Г. Вороновым и его соавторами [1966], А.К. Башариным [1967], И.Г. Шаповаловой

[1974], авторами данной работы и Вл.А. Комаром [Комар и др., 1973, 1977; Семихатов, 1974; Серебряков, 1975; Семихатов, Серебряков, 1978] и другими геологами. В отличие от этого И.Г. Волкодав, Р.В. Базилевская и А.И. Старников [1977, 1978] предложили сократить объем данной свиты и обособить ее верхнюю часть в самостоятельную (белореченскую) свиту. Мы придерживаемся традиционных взглядов на стратиграфический объем димской свиты.

Наиболее яркой ее чертой является мелкая ритмичность в чередовании терригенных и карбонатных пород. Эта ритмичность, роднящая димскую свиту с омахтинской и эннинской, четко отличает ее от сходной по общему набору пород трехгорной. По появлению этой ритмичности мы условно проводим нижнюю границу димской свиты. Лучший разрез последней вскрыт по склонам долины р. Белой между устьями рек Трехгорка и Дим. Здесь свита представлена мощными (около 1800–2000 м) и довольно однообразными отложениями, которые подразделяются на пять толщ, различных по количественному соотношению терригенных и карбонатных пород, по строению ритмов, а отчасти и по окраске. Две нижние из этих толщ на рис. 22 фигурируют как нижняя часть свиты, а три последующие – как верхняя.

Для первой (нижней) толщи, прекрасно обнаженной на восточном отроге высоты 1433 м к западу от устья р. Трехгорка, характерны ритмы следующего строения (рис. 21, А): темно-серые аргиллиты и алевролиты – серые тонкослоистые песчаники или алевролиты с изменчивым количеством прослоев листоватых аргиллитов и глинистых алевролитов, а у кровли и с тонкими линзами доломитов – серые доломиты, в той или иной мере обогащенные терригенным материалом. Мощность таких ритмов колеблется от 0,8–0,9 до 7–8 м, обычно составляя 2–4 м. Соотношения различных типов пород меняются от ритма к ритму, но в большинстве из них доломиты слагают не более трети разреза, а в остальных могут господствовать, образуя монолитные пласти до 5–5,5 м толщиной. В целом же доломиты составляют около 35–40% толщи.

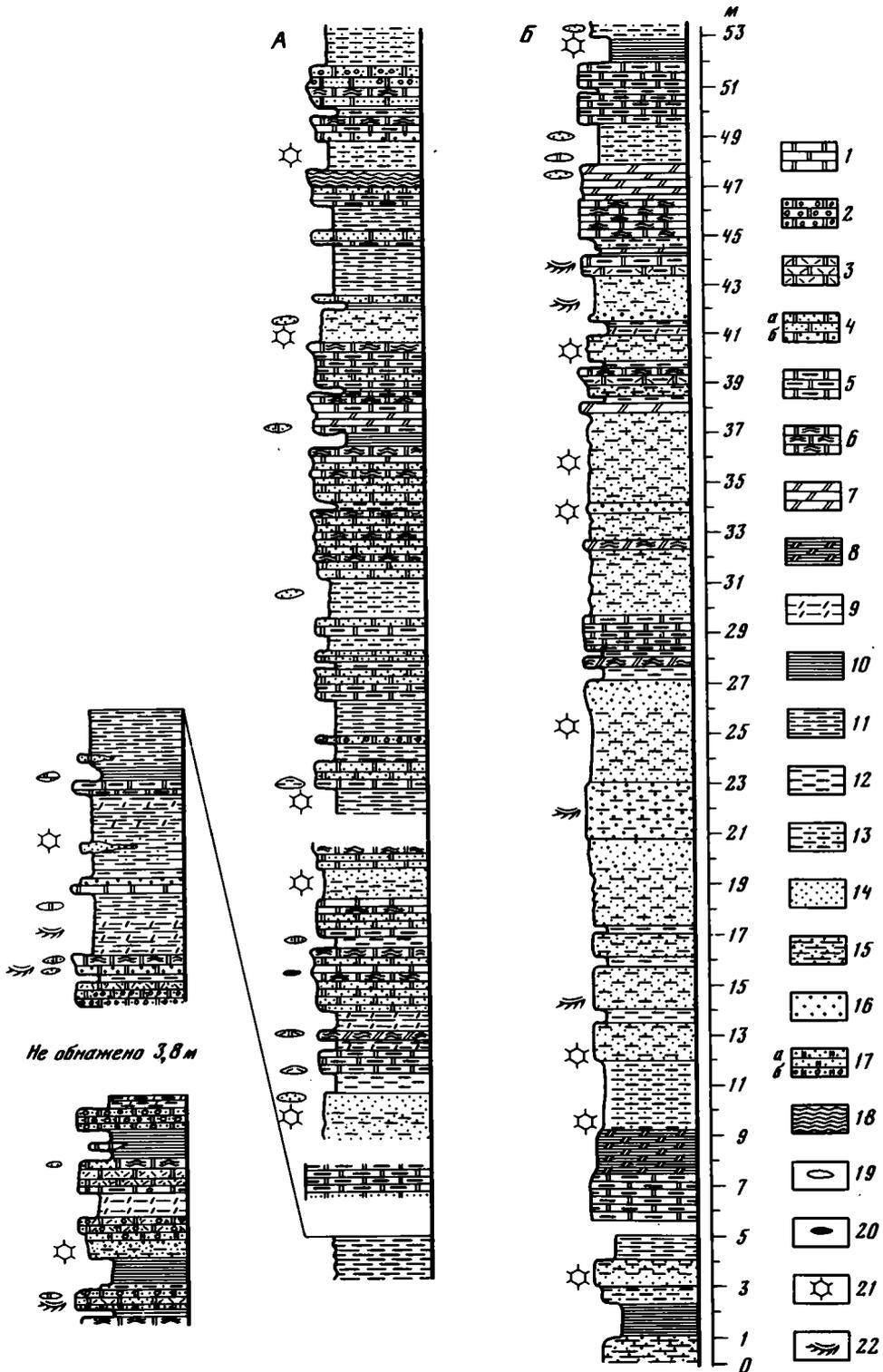
Карбонатные пласти в каждом данном ритме редко представлены одной литологической разностью. Среди них обычно доминируют тонко- и мелкозернистые тонкослоистые доломиты, обогащенные по тончайшим ровным или волнистым прослойкам глинистым и (или) алевролитовым материалом, а иногда и редкими мелкими онколитами. Реже встречаются песчаные доломиты, содержащие послойно распределенные крупные (до 1,5–2 мм) хорошо окатанные зерна кварца и обломочки тонкозернистых доломитов. С этими породами тесно связаны, с одной стороны, своеобразные крупнозернистые доломитистые песчаники, хорошо окатанные зерна которых представлены доломитами и реже кварцем, а с другой – обломочные доломиты с более крупными, но хуже обработанными доломитовыми фрагментами. Обломочные доломиты и доломитовые песчаники чаще встречаются в нижней части толщи, где либо слагают самостоятельные пласти, либо ассоциируют с песчанистыми доломитами.

Во всех перечисленных разностях доломитов, как правило, присутствуют рассеянные микрофитолиты, но собственно микрофитолитовые доломиты, равно как и строматолитовые, не характерны для описываемой толщи и встречаются в ней лишь спорадически. Иногда наблюдаются доломитовые алевролитистые мергели. Песчаники, слагающие около 20–30% толщи, – это мелкозернистые, в той или иной мере алевролитистые

Рис. 21. Строение ритмов димской свиты на левом склоне долины р. Ханды (Белой) ниже устья р. Трехгорки

А – первая толща, Б – вторая толща

1–6 – доломиты: 1 – хемогенные, 2 – онколитовые, 3 – обломочные, 4 – с примесью алевролитового и мелкопесчаного (а) и средне-крупнопесчаного (б) материала, 5 – глинистые с прослойками и призмами аргиллитов и (или) алевролитов, 6 – с пленками и линзами строматолитов; 7 – глинистые, глинисто-алевролитистые доломиты и доломитовые мергели; 8 – чередование глинистых доломитов с аргиллитами и (или) глинистыми алевролитами; 9 – доломитистые аргиллиты; 10 – аргиллиты; 11 – чередование аргиллитов и алевролитов; 12 – алевролиты; 13 – чередование песчаников и алевролитов; 14–16 – песчаники: 14 – мелкозернистые, 15 – то же, с прослойками аргиллитов и алевролитов, 16 – средние и крупнозернистые; 17 – песчаные и (или) алевролитистые доломиты: а – однородные, б – с рассеянными онколитами; 18 – биостромы строматолитов; 19 – линзы; 20 – стяжения и прослои кремней; 21 – трещины усыхания; 22 – косая слоистость



породы, иногда содержащие линзы более грубых разностей. Состав песчаников и занимающих то же место в ритмах алевролитов – олигомиктовый полевошпат-кварцевый и кварцевый; цемент кварцевый регенерационный, реже доломитовый поровый или базальный, алевролиты часто послойно обогащены листочками слюды и глинистым материалом. Как песчаники, так и алевролиты обладают всем набором мелководных текстур; мелкие трещины усыхания встречаются и в алевритистых доломитах. Мощность толщи 160–180 м. Среди ее микрофитолигов встречены *Osagia pulla* Z. Zhur., *Volvatella biljachica* Milst., *Radiosus* f.n., *Glebosites magnus* Nar., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., а среди строматолитов – *Gongylinia differencata* Kom. (обр. 85П, 86П, коллекция 3891), *Stratifera* cf. *omachtella* Semikh. (обр. 3891/86В) и *Nucleella figurata* Kom. (обр. 3891/86).

Вторая толща димской свиты отличается почти исключительно терригенным составом. Ее ритмы (см. рис. 21, Б), обычно имеющие мощность 3–6 м, начинаются либо темными тонкослоистыми алевролитами с прослоями аргиллитов, либо одними аргиллитами. Выше по ритмам залегают мелкозернистые серые песчаники, подобные присутствующим в нижней толще. У основания каждого ритма они содержат неровные, иногда прерывистые прослой темных алевролитов, а у кровли – прослой и линзы крупнозернистых песчаников. Среди последних в верхней части толщи появляются гравелистые разности. Песчаниковые пласты обычно завершают ритмы, и только в некоторых случаях в кровле ритмов наблюдаются карбонатные породы. Обычно это темно-серые глинистые и (или) алевритистые хемогенные доломиты с волнистыми прослойками аргиллитов. Строматолиты в них отсутствуют, а микрофитолиги встречаются очень редко (*Glebosites magnus* Nar.). В значительном количестве доломиты встречаются только в 15-метровой пачке, которая начинается в 37 м от подошвы толщи; один из доломитовых пластов достигает мощности 6 м. Реже в составе толщи наблюдаются доломитовые мергели и глинисто-алеверитистые тонкослоистые доломиты. К терригенным членам ритмов приурочены многочисленные мелководные текстуры, в том числе трещины усыхания и небольшие каналы размыва. На восточном отроге высоты 1433 м вскрыто около 210 м толщи; ее полная мощность по р. Белой ниже устья р. Трехгорка 230–250 м. Здесь в ней присутствуют прослой туфов кислого состава [Волкодав, Ян Жин-шин, 1980].

Вышележащие третья, четвертая и пятая толщи димской свиты вскрываются в серии небольших обнажений по обоим берегам р. Белой выше и ниже устья р. Дим, где образуют простую моноклираль (см. рис. 22). Фрагментарность выходов позволяет составить только общее представление о строении этих толщ.

Третья толща (около 400–450 м), которой И.Г. Волкодав, Р.В. Базилевская и А.И. Старников [1977, 1978] начинают свою белореченскую свиту, по составу и строению близка к первой. Ее отличают только несколько большие предельные мощности терригенных членов ритмов и появление среди карбонатных пород заметного количества строматолитовых разностей, которые слагают пласты до 3 м толщиной. В них присутствуют *Gongylinia differenciata* Kom. (обр. 4303/104, 3891/89), желваки с такой же микроструктурой (обр. 4303/103), *Nucleella figurata* Kom. (обр. 3891/88А), а по данным И.Г. Шаповаловой и материалам коллоквиума по строматолитам Средней Сибири – *Kussiella kussiensis* (Masl.).

Следующая, четвертая толща (около 400–450 м) отличается от нижележащих менее четкой ритмичностью, некоторым увеличением относительной роли карбонатных пород, появлением красноватых разностей среди терригенных и присутствием регрессивных ритмов.

Для пятой, завершающей толщи (550–600 м) характерны серая окраска и четкие ритмы следующего строения: серые, преимущественно среднезернистые косослоистые кварцевые бескарбонатные песчаники, у основания ритмов иногда чередующиеся с алевролитами и (или) аргиллитами, – темно-серые песчанистые доломиты, в основании пластов обычно с линзами доломитистых песчаников – онколитовые, в той или иной мере песчанистые доломиты – строматолитовые доломиты, присутствующие

не во всех ритмах. В доломитах нередки линзы черных кремней, а в песчаниках — трещины усыхания и каналы размыва. В общем сложении толщи преобладают терригенные породы, пласты которых достигают 2–2,5 м, тогда как прослои карбонатных редко превосходят 1–1,5 м. Все описанные отложения димской свиты с угловым несогласием перекрыты талынскими песчаниками (см. рис. 22).

Фитолиты верхней толщи димской свиты относительно разнообразны. Среди строматолитов здесь встречаются столбчатые *Kussiella cf. kussiensis* (Masl.) (обр. 100 и 102, коллекция 4303; обр. 206Д, коллекция 3891), новые представители этой группы (обр. 206 и 206Г, коллекция 3891; обр. 101, коллекция 4303) и определенная участниками коллоквиума по строматолитам Средней Сибири *Kus. aequusa* Gol. (обр. 506/56, коллекция И.Г. Шаповаловой). Шире распространены пластовые *Gongylinia diffe-renciata* Kom. (обр. 204, 205А, 206П, коллекция 3891) и желваковые *Nucleella figurata* Kom. (обр. 204В, П, 206А, Б, Е, Ж, коллекция 3891; обр. 105, 106, коллекция 4303). Микрофитолиты представлены *Radiosus ovale* (Vologd. et Drosd.), *R. tenebricus* Z. Zhur., *R. f. n.*, *Osagia pulla* Z. Zhur., *Vesicularites rotunbus* Z. Zhur.

В пределах хребта Эбейке-Хаята в доталынской части разреза нет отложений с мелкой осадочной ритмичностью описанного типа. Поэтому мы вопреки мнению А.И. Горбунова [1979] считаем, что здесь аналоги димской свиты отсутствуют, будучи уничтожены предталынским размывом.

Сводная фитолитовая характеристика трехгорно-димских отложений в значительной мере совпадает с приведенной для верхней толщи димской свиты (см. табл. 3, рис. 45). Встреченные здесь формы строматолитов и микрофитолитов наиболее характерны для нижнего рифея Сибири и Урала [Комар, 1966; Журавлева, 1964, 1977а; Семихатов, Серебряков, 1978; Шаповалова, Крылов, 1978], хотя некоторые из них и поднимаются выше по разрезу (см. главу IV).

Стратиграфическое положение трехгорно-димских отложений, общие особенности их состава и строения и присутствие в них нижнерифейских фитолитов уже довольно давно использовались для обоснования корреляции этих отложений с типовыми разрезами учурской серии. При этом трехгорная и димская свиты нередко рассматривались как стратиграфические эквиваленты соответственно гонамской и омахтинской свит. В самом деле, димская свита по набору пород и, главное, по характерной ритмичности в их чередовании сходна с верхней — омахтинско-эннинской частью типовых разрезов учурской серии и по этому признаку вместе с ними ярко выделяется среди прочих толщ учуро-майского рифея, а трехгорная свита хребта Эбейке-Хаята приобретает ряд черт, сближающих ее с гонамской. Однако прямой аналогии в строении сравниваемых свит нет. Тем более сейчас нет никаких данных для суждения о соотношении стратиграфических объемов трех свит учурской серии одноименной впадины и двух рассматриваемых свит Горностахской антиклинали. Поэтому мы [Комар и др., 1977; Семихатов, Серебряков, 1978], во изменение своего более раннего мнения, присоединились к тем геологам, которые считают необходимым сохранить две самостоятельные — северную и южную — схемы посвитного деления нижнерифейских отложений Учуро-Майского региона. Гонамская, омахтинская и эннинская, равно как трехгорная и димская свиты рассматриваются здесь как местные единицы регионально прослеживаемой учурской серии.

#### АИМЧАНСКАЯ СЕРИЯ

Аимчанская серия, выделенная Вл.А. Комаром, М.А. Семихатовым, С.Н. Серебряковым и Б.Г. Вороновым [1970], представляет собой крупный трансгрессивный ритм, который состоит из двух свит — терригенной талынской и вышележащей терригенно-карбонатной светлинской.

Серия развита только в Юдомо-Майском прогибе и по восточной окраине Учуро-Майской плиты (см. рис. 24 и 44). Сравнительно небольшие поля ее выходов концентрируются в двух разобщенных участках — на юго-востоке и на крайнем севере региона. Наиболее значительные из этих полей приурочены к южному крылу Майской

впадины, южной центриклинали Юдомо-Майской зоны и северному ее окончанию. Несмотря на разобщенность, сопоставление южных и северных разрезов серии не вызывает трудностей из-за выдержанности ее состава и специфики строматолитовой характеристики. Лучшие разрезы серии расположены в бассейне р. Белой и на Кыллахском хребте, где вся последовательность ее толщ вскрыта в скальных обнажениях. На остальной территории она наблюдается в развалах и высыпках, перемежающихся с коренными выходами.

На севере региона аймчанские отложения залегают с угловым несогласием на различных горизонтах трехгорной и димской свит, а на юге покоятся на кристаллическом фундаменте. Прямые стратиграфические взаимоотношения аймчанской серии с гонамской, омахтинской и эннинской свитами неизвестны. Их осадки территориально разобщены не только в современном срезе, но, видимо, не соприкасались и в аймчанское время (см. рис. 42). Правда, В.Р. Алексеев и В.Б. Агентов отмечают, что на одном участке в бассейне р. Батомги (южный склон высоты 963 м) между фундаментом и типичными для талынской свиты светлыми песчаниками появляется 10-метровая пачка красных песчаников, которые они считают гонамскими. Хотя такое предположение и нельзя полностью исключить, ныне нет никаких данных для его подтверждения. Поэтому упомянутую пачку мы условно считаем талынской.

### *Талынская свита*

Талынская свита выделена в 1961 г. В.А.Ян Жин-шином в бассейне р. Белой. В большинстве разрезов она объединяет четыре толщи, первая и третья из которых сложены светлыми песчаниками, а вторая и четвертая — главным образом темными алевролитами и аргиллитами. Исключение составляют лишь крайние северо-западные разрезы на хребтах Эбейке-Хаята и Кыллахском, где алевролиты почти исчезают, а песчаники сливаются в единую толщу.

Угловое несогласие, существующее в бассейне р. Белой между талынскими и подстилающими отложениями, не только прекрасно видно на геологической карте (рис. 22), но и непосредственно наблюдается в нескольких пунктах. Наиболее известным из них является левый склон долины руч. Светлого в 400 м ниже развалин одноименного поселка. Здесь полого залегающие (аз. пад. СВ 70–80°,  $\angle$  15–17°) алевролиты и доломиты нижней (темноцветной) части трехгорной свиты по резкой неровной границе перекрываются более круто наклоненными (аз. пад. ЮВ 100–110°,  $\angle$  28–30°) талынскими песчаниками (рис. 23), начинающими собой стратотип свиты. Граница раздела свит имеет мелкоступенчатый характер, обусловленный размывом косележащих плитчатых пород трехгорной свиты. В другом пункте, в обрыве правого берега р. Белой против устья р. Трехгорки, моноклиально залегающие талынские песчаники (аз. пад. СВ 70–75°,  $\angle$  25–28°) с угловым и азимутальным несогласием по резкой волнистой границе налегают на отложениях верхних горизонтов димской свиты, которые слагают здесь пологую антиклинальную складку. Наконец, в 500 м от устья р. Трехгорки в правом борту ее долины талынские отложения под углом 13–15° наклонены к юго-востоку (аз. пад. ЮВ 95–100°), а подстилающие трехгорные под углом 18–20° падают к северо-востоку (аз. пад. СВ 55–60°). В двух последних пунктах в основании песчаников талынской свиты наблюдаются редкие мелкие (до 2 см) плохо окатанные гальки доломитов, алевролитов, песчаников и черных кремней. Обычно их скопления приурочены к мелким депрессиям поверхности контакта. В хребте Эбейке-Хаята талынские песчаники с размывом, но без углового несогласия [Горбунов, 1979] налегают на отложения, коррелируемые нами с трехгорной свитой, а на Кыллахском хребте они надвинуты на различные более молодые толщи от тоттинской свиты до среднего кембрия (см. рис. 2): тектонический контакт талынской свиты и средних горизонтов юдомской серии можно видеть на правом берегу Алдана в 4,6 км ниже устья руч. Дьиз-Аппа. На юге региона контакт свиты с подстилающими дорифейскими образованиями не вскрыт.

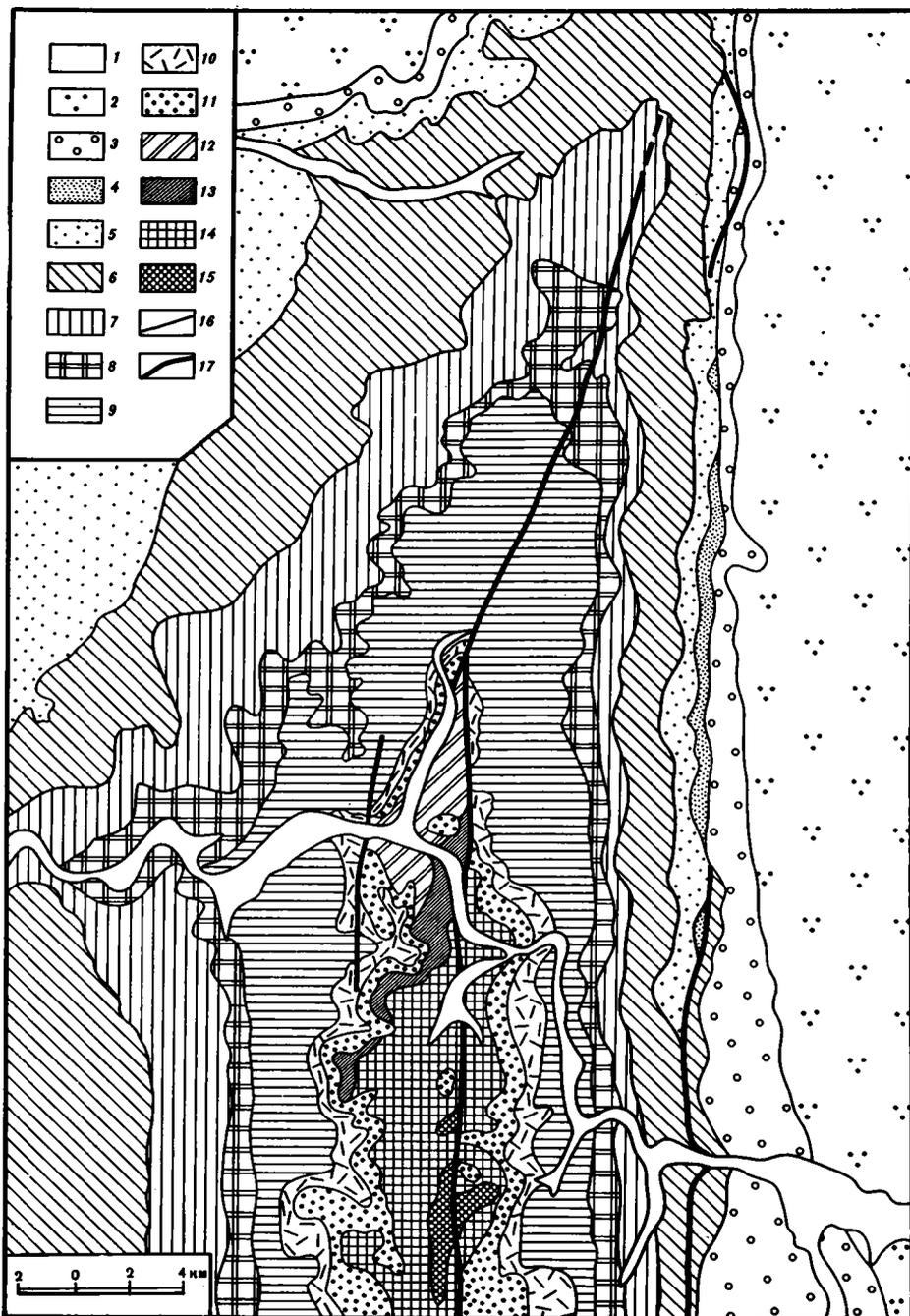


Рис. 22. Геологическая схема центрального сегмента Горностаховской антиклинали

Составлена по данным В.А. Ян Жин-шина (1968 г.), И.Г. Волкодава, Р.В. Базилевской, А.И. Старникова [1978], Ю.В. Архипова и др. [1981] и по наблюдениям авторов

1 – четвертичный аллювий; 2 – палеозой; 3–15 – рифей: 3 – юдомская серия, 4 – устькирбинская, 5 – кандыкская свиты, 6 – лахандинская серия, 7 – ципандинская, 8 – малгинская, 9 – тоттинская, 10 – светлинская, 11 – талынская свиты, 12, 13 – димская свита (12 – верхняя, 13 – нижняя части), 14, 15 – трехгорная свита (14 – верхняя, 15 – нижняя части); 16 – стратиграфические границы; 17 – разломы

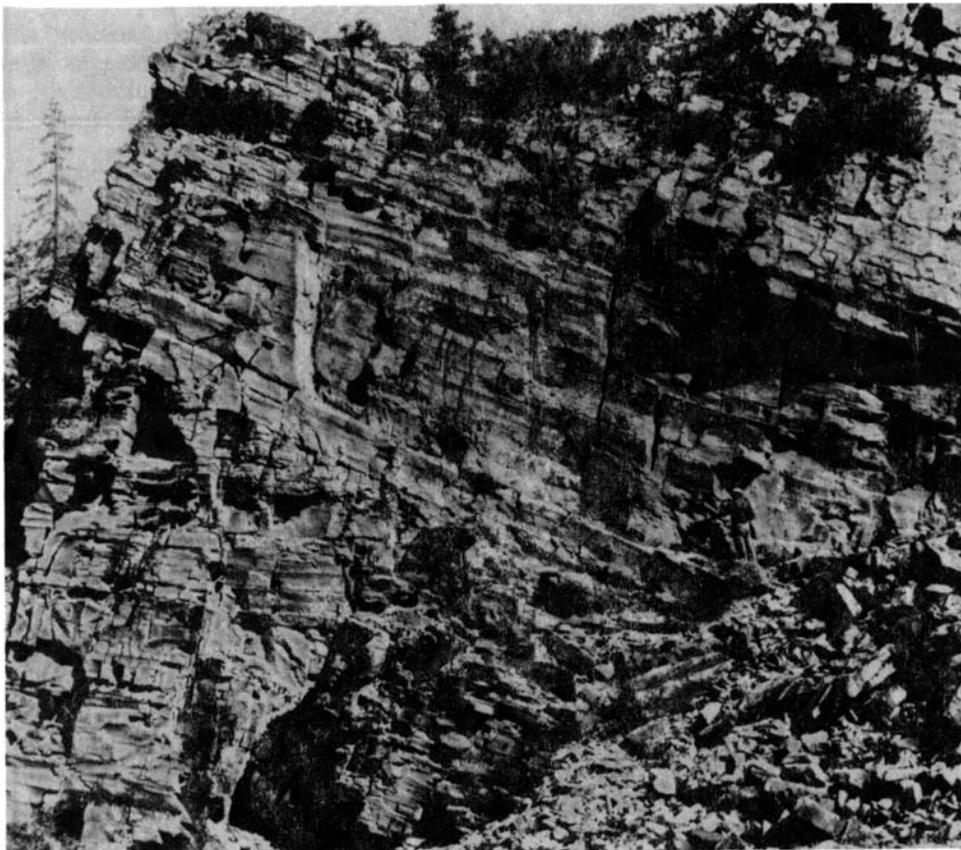


Рис. 23. Несогласное налегание талынской свиты на трехгорную на левом склоне долины руч. Светлый ниже пос. Светлый

Типовыми для свиты являются разрезы Горностахской антиклинали, а стратотип расположен вдоль руч. Светлого:

	Мощность, м
1. Песчаники светло-серые, иногда розоватые, средне- и крупнозернистые, кварцевые, горизонтальнослоистые, толстоплитчатые, в основании с прослоями более грубых доломитистых разностей, иногда переходящих в песчанистые доломиты . . . . .	21–23
2. Песчаники, сходные с нижележащими, но преимущественно среднезернистые, с грубой перекрестной косой слоистостью, в верхней части с прослоями серых мелкозернистых слабокарбонатных песчаников с бурым крапом . . . . .	110–125 (видимая)
Перерыв в обнажении . . . . .	10–11
3. Алевролиты и мелкозернистые песчаники темно-серые, тонкоплитчатые, обычно тонкослоистые, с множеством прерывистых прослоев черных аргиллитов. Следы подводных оползней и местных размывов . . . . .	11–13 (видимая)
4. Алевролиты и аргиллиты в нижней части вишнево- и кирпично-красные, пятнами зеленые, а выше – оливковые и зеленовато-серые. Породы часто чередуются между собой, образуя тонкие (0,2–2 см) невыдержанные слои и линзы. В красноцветной части – прослои и линзы (3–5 мм) железистых (гематитовых) разностей . . . . .	27–29 (видимая)
Перерыв в обнажении . . . . .	25–27
5. Песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, толстоплитчатые, косослоистые. Иногда наблюдаются миллиметровые прерывистые прослои черных аргиллитов, подчеркивающие косую слоистость, а в верхней части – выдержанные пластики (3–8 см) черных алевролитов. Многочисленны трещины усыхания и редкие плавающие гальки кварца размером до 3–4 см . . . . .	110–120 (видимая)
Перерыв в обнажении . . . . .	24–27

6. Алевролиты и аргиллиты темно-серые, образующие тонкие (1–5 см) прерывистые прослои, неравномерно чередующиеся между собой и с более выдержанными слоями (5–15 см; мелкозернистых темных песчаников. Последние обладают пологой косо волнистой слоистостью и чаще присутствуют в нижней части пачки. В ее верхней части – отдельные линзы песчаных доломитов . . . . . 140–150

Суммарная мощность описанных пород, согласно перекрытых светлинскими доломитами, составляет 460–480 м. По минеральному составу все песчаники этого разреза очень однородны. Они характеризуются резким господством кварца, который слагает до 90–95% обломочных зерен. Остальная их часть представлена полевыми шпатами (главным образом сильно измененным плагиоклазом), обломками микрокварцитов и редкими листочками слюды. Все зерна хорошо окатаны, удовлетворительно отсортированы. Их скрепляет гидрослюдистый и кварцевый регенерационный цемент, в котором иногда видны редкие зерна глауконита. Местами наблюдается поровый доломитовый цемент. Состав алевролитов отличается несколько большим содержанием полевых шпатов (плагиоклаза и микроклина) и слюды, а нередко и наличием тончайших прослоек, обогащенных глинистым материалом. Забегая несколько вперед, отметим, что в других разрезах Горностахской антиклинали состав талыньских песчаников и алевролитов аналогичен описанному. Иногда среди терригенных пачек здесь отмечаются [Волкодав, Ян Жин-шин, 1980] прослои туфов основного состава.

К северо-западу и западу от светлинского разреза мощность талыньской свиты быстро сокращается. По р. Белой против устья руч. Трехгорки мощность нижних песчаников и нижних алевролитов (аналоги слоев 1–2 и 3–4 стратотипа) уменьшается соответственно до 56–60 и 40–45 м, а к западу от устья р. Трехгорки на высоте 1433 м вся свита не превышает 125–130 м. Здесь в ее составе выделяются:

Мощность, м

1. Песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, с толстой пластовой отдельностью, косослоистые, в нижней части с пластинами более грубых разновидностей, содержащих редкую мелкую (0,5–1,5 см) гальку кремней, кварца и доломитов . . . . . 33–35
2. Песчаники, близкие к описанным, но мелкозернистые, с многочисленными примазками и невыдержанными прослоями зеленовато-серых аргиллитов . . . . . 9–10
3. Алевролиты вишнево-красные, с тонкой ровной слоистостью, с линзами и примазками аргиллитов . . . . . 11–12
4. Алевролиты зеленовато-серые, тонкоплитчатые, косослоистые, глауконитовые, с прослоями аргиллитов . . . . . 4
5. Песчаники очень светло-серые, мелкозернистые, обычно косослоистые, толстоплитчатые или массивные, в верхней части с прослоями сходных, но тонкоплитчатых пород . . . . . 55–57
6. Алевролиты темно-серые, с множеством мелких (1–3 мм) прослоев и линз черных аргиллитов, а в верхней части и с прослоями в 2–4 см мелкозернистых песчаников . . . . . 12–14

Нетрудно видеть, что два описанных разреза талыньской свиты прекрасно сопоставляются между собой (рис. 24), хотя они сильно разнятся в мощностях, а нижняя часть первой алевролитовой толщи на высоте 1433 м, видимо, замещается мелкозернистыми песчаниками слоя 2. Промежуточное положение между описанными разрезами занимает разрез на правом берегу р. Белой против устья р. Трехгорки. Все рассмотренные толщи свиты прослеживаются и далее на северо-запад по левобережью р. Белой вдоль отрогов высоты 1433 м, еще более сокращаясь в мощности. Всего в 5 км к северо-западу от устья р. Трехгорки, на левом склоне долины р. Белой против устья р. Дим, мощность нижней песчанниковой толщи составляет только 25–27 м, нижней алевролитовой – 10–11 м, верхней песчанниковой – 15–17 м, а верхней алевролитовой – всего 2–3 м. Таким образом, общая мощность свиты здесь не превышает 52–58 м, а на противоположном склоне долины р. Белой – 46–48 м. В основании свиты в районе устья р. Дим среди песчаников присутствуют доломитистые разности, содержащие линзы и неправильной формы тела доломитов, в различной мере обогащенных средне-, а иногда и крупнозернистым песчаным кварцевым материалом.

Итак, на протяжении 15–16 км, отделяющих среднее течение руч. Светлого от района устья р. Дим, мощность талыньской свиты сокращается примерно в 10 раз, а относитель-

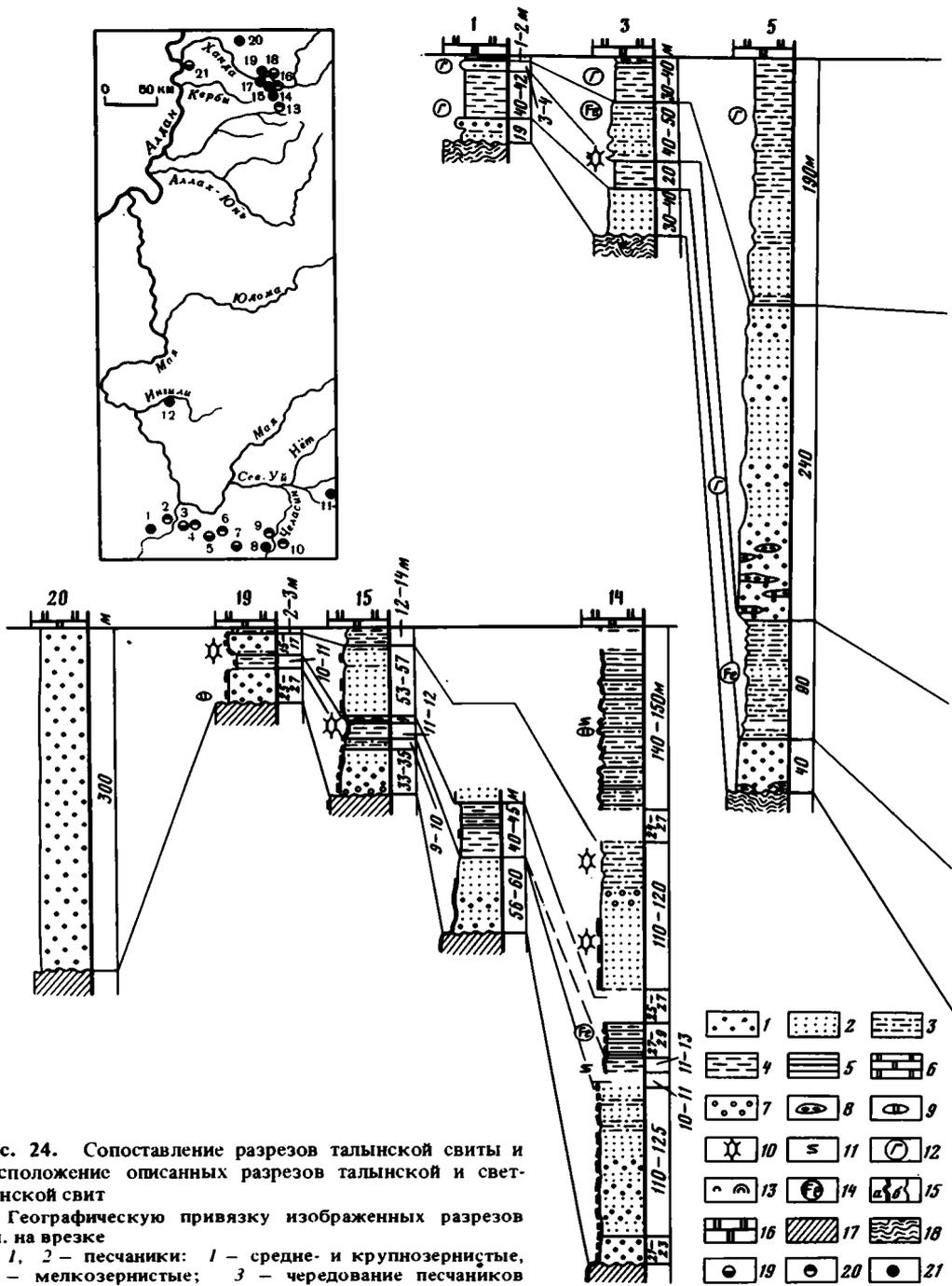
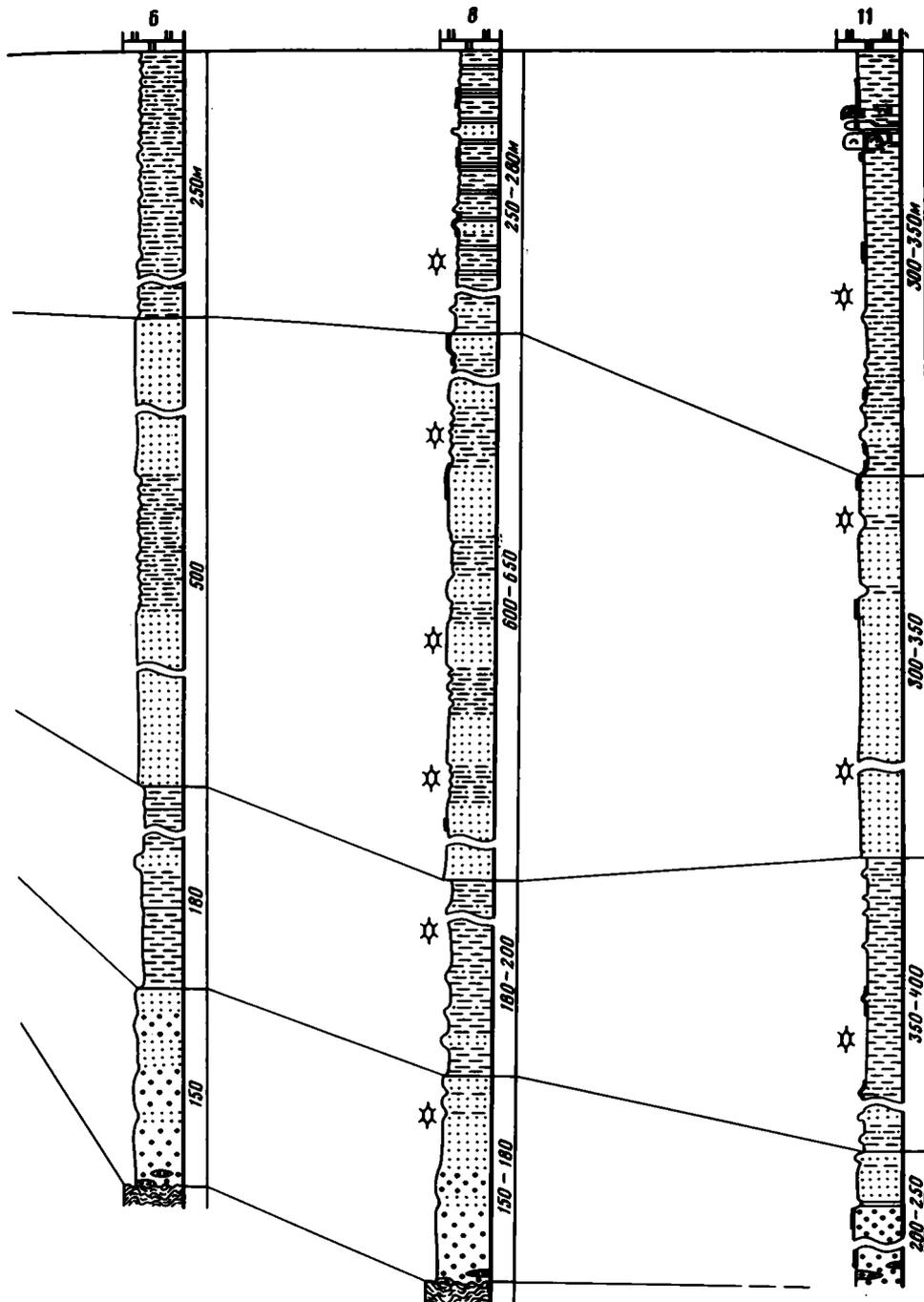


Рис. 24. Сопоставление разрезов талынской свиты и расположение описанных разрезов талынской и светлинской свит

Географическую привязку изображенных разрезов см. на врезке

1, 2 – песчаники: 1 – средне- и крупнозернистые, 2 – мелкозернистые; 3 – чередование песчаников и алевролитов; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – доломиты; 7 – рассеянные гальки, 8 – линзы конгломератов и гравелитов; 9 – линзы доломитов; 10 – трещины усыхания; 11 – следы оползания осадков; 12 – глауконит; 13 – строматолиты; 14 – железистые породы; 15 – интервалы разрезов, описанные по коренным обнажениям (а), по развалам и осыпям (б) (только в разрезах, изученных авторами); 16–18 – подстилающие и перекрывающие образования: 16 – светлинская, 17 – трехгорная и дымская свиты, 18 – кристаллический фундамент. На врезке: 19–21 – расположение описанных разрезов талынской (19), светлинской (20) и той и другой (21) свит

Разрезы (см. врезку): 1 – руч. Орхон; 2 – руч. Доннах; 3 – правобережье р. Маймакан; 4 – междуречье Батомги и Маймакана; 5 – верховья руч. Эльгекан; 6 – левобережье р. Муркан (1–6 – по



данным С.М. Калимулина); 7 – верховья р. Большая Джаглагда (по данным А.Л. Ставцева и В.Р. Алексеева); 8 – левобережье р.Аимчан выше устья р. Натопчу; 9 – р. Челасин в районе зимовья; 10 – правобережье р. Челасин; 11 – междуречье Северного Уя и Нёта; 12 – р. Ингили в районе устья руч. Аян-Колях; 13 – верховья р. Правый Чуханой (по данным В.А. Ян Жин-шина); 14 – руч. Светлый (стратотип тальинской и светлинской свит); 15 – левобережье р. Трехгорка, высоты 1433 и 1465 м; 16–19 – р. Ханда (Белая): 16 – левый берег ниже устья р. Салар, 17 – левобережье против устья р. Дим, 18 – правый берег против устья р. Трехгорка, 19 – правобережье над устьем р. Дим; 20 – хребет Эбейхе-Хаята, правобережье р. Мутулы (по данным И.Г. Шаповаловой и А.И. Горбунова); 21 – правый берег р. Алдан у устья руч. Дьэз-Аппа

ная роль песчаников в ее сложении увеличивается. В бассейне руч. Светлого они составляют примерно половину ее разреза, а на высоте 1433 м и в районе устья р. Дим — более трех четвертей. Западнее роль песчаников еще более возрастает, а мощности свиты увеличиваются.

В хребте Эбейке-Хаята талынские отложения, описанные А.И. Горбуновым [1979] под названием мутулинской свиты, имеют следующее строение: 1) красноцветные средне- и крупнозернистые кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями гравелитов и аргиллитов (100–110 м); 2) серые полевошпат-кварцевые и полимиктовые песчаники (130 м); 3) зеленовато-серые полимиктовые песчаники (60 м). Эти отложения общей мощностью около 300 м отделяются размывом от нижележащих толщ и согласно перекрываются светлинскими доломитами с характерными строма-толитами [Шаповалова, 1974; Горбунов, 1979]. Наблюдаемый здесь разрез свиты отличается от типового более грубым составом, появлением значительного количества полевошпат-кварцевых и полимиктовых песчаников и отсутствием четырехчленного деления в результате исчезновения аргиллит-алевролитовых пачек.

Дальнейшее развитие отмеченных изменений наблюдается на Кыллахском хребте. Здесь талынской свите отвечает та или иная часть мощной (550–570 м) обломочной толщи, залегающей между плоскостью крупного надвига вниз и поверхностью пред-тоттинского несогласия вверх (см. рис. 2). Лучший ее разрез вскрыт на правом берегу Алдана ниже устья руч. Дьиз-Аппа:

Мощность, м

1. Песчаники кирпично- и вишнево-красные, полевошпат-кварцевые и аркозовые, средне- и крупно-зернистые, с рассеянными гравийными зернами кварца. Эти песчаники образуют монолитные пласты в 1–3 м, которые разделяются прослоями в 5–50 см зеленовато- и красновато-серых плитчатых среднезернистых полевошпат-кварцевых песчаников, обычно содержащих глауконит. В монолитных пластах наблюдаются грубая перекрестная либо тонкая косая слоистость, волноприбойные знаки, трещины усыхания и рассеянные округлые гальки кварца размером до 4–5 см . . . . . 160–170
2. Песчаники средне- и крупнозернистые, подобные господствующим в нижележащей пачке, но окрашенные в светло-серые и розовые тона. Встречаются линзы гравелитов с рассеянными хорошо окатанными гальками кварца, редких песчаников и гранитов. Песчаники образуют мощные (1–5 м) пласты, которые разделяются 3–15-сантиметровыми прослойками плитчатых глауконитовых песчаников, алевролитов или аргиллитов . . . . . 180–190
3. Песчаники, отличающиеся от нижележащих более светлой (почти белой) окраской, меньшей толщиной пластов и появлением заметного количества линз и прослоев в 10–15 см конгломератов. Их гальки размером до 5–7 см (обычно 1–2 см) имеют изометричную форму и хорошо окатаны; некоторые несут следы золотой обработки — стесанную мелкоячеистую градь или грани. В составе галек преобладают кварц, кремнь, реже встречаются песчаники, а иногда и конгломераты, подобные вмещающим. . . . . 190–210

В описанной толще на смену кварцевым песчаникам, типичным для талынской свиты Горностахской гряды, пришли полевошпат-кварцевые и аркозовые породы, содержащие до 25–30% полевых шпатов (разложённых и реже свежих плагиоклазов и калишпатов) и до нескольких процентов обломков микрокварцитов и листочков слюд. Как правило, зерна плохо окатаны, плохо отсортированы, и только в пачке 3 среди них появляются прекрасно обработанные песчинки, видимо представляющие собой золотые частицы. Цемент кварцевый регенерационный и (или) гидрослюдистый, иногда с глауконитом. Местами развивается вторичный доломитовый цемент.

К югу от приведенного разреза описанная толща протягивается в основании одной из надвиговых пластин вдоль осевой зоны Кыллахского хребта к р. Керби и на левобережье последней (см. рис. 2). В верхней части свиты здесь появляются пласты доломитистых песчаников, а на западном склоне горы Кубалы-Дьяаната — и редких строма-толитовых доломитов, которые содержат *Colonnella kyllachii* Schar. [Крылов, Шаповалова, 1970а; Комар и др., 1970; Шаповалова, 1974], характерные для аймчанской серии.

Стратиграфическое положение и возраст рассмотренной терригенной толщи Кыллахского хребта, выделенной Т.С. Кирусенко [1959] в кыллахскую свиту, долгое

время оставался дискуссионным: ее сравнивали то с конкулинской (s. lato и s. str.) свитой более южных районов (Т.С. Кирусенко), то с "эннинскими" (нижнемайскими или кондерскими) песчаниками [Кренделев, Лучко: 1968; Комар и др., 1968; Иогансон, Кропачев, 1976], то с кандыкской свитой [Башарин, 1967; Неволин и др., 1978], то с талынской. В настоящее время принадлежность данной толщи к аймчанской серии не вызывает сомнений благодаря тому, что установлен ее дототтинский возраст и найдены характерные строматолиты [Шаповалова, 1974; Комар и др., 1977]. Труднее решается вопрос, какой именно части аймчанской серии отвечает эта толща. Большую помощь в его решении оказывают разрезы хребта Эбейке-Хаята. В них еще наблюдаются характерные для типовых разрезов талынской свиты мономиктовые кварцевые песчаники, а появление значительного количества полевошпат-кварцевых песчаников и гравелитов – наряду с исчезновением самостоятельных пачек алевролитов и аргиллитов – отражает начало тех изменений, которые получают дальнейшее развитие на Кыллахском хребте. Более того, общая последовательность талынских отложений хребта Эбейке-Хаята и рассматриваемой толщи Кыллаха – красноцветные песчаники и гравелиты внизу и сероцветные песчаники, а на западе и конгломераты вверху – прямо перекидывает мост между сравниваемыми разрезами.

Принимая такие сопоставления как наиболее вероятные, мы все же не можем полностью исключить предположение, что верхняя часть кыллахских песчаников в какой-то мере отвечает светлинской свите: ясно выраженная тенденция к опесчаниванию в западном направлении в бассейне р. Белой отличает не только талынскую, но и светлинскую свиту (см. ниже). Ключ к уточнению корреляций должно дать детальное изучение аймчанских отложений хребта Эбейке-Хаята.

Южные разрезы талынской свиты, отстоящие от только что рассмотренных на 400–450 км, очень похожи на типовые. Различия между ними сводятся лишь к деталям конструкции отдельных толщ и к значительному увеличению мощности свиты в южной части Юдомо-Майского прогиба (см. рис. 24). Опорным для этого района является разрез на левобережье р. Аймчан в районе устья р. Натопчу, на склонах высоты 1241 м. Мощность свиты здесь 1200–1300 м. В ее основании на архейских гнейсах залегают обычные для ее базальной толщи светлые средне- и реже крупнозернистые кварцевые, иногда слабо глауконитовые песчаники, содержащие отдельные линзы кварцевых гравелитов, пласты железистых песчаников, а в верхней части и прослой алевролитов. Мощность толщи 150–180 м.

Выше следует знакомая нам по другим разрезам толща темных алевролитов, содержащих прослой плитчатых мелкозернистых песчаников и аргиллитов, а также отдельные пласты в 2–5 м более грубых песчаников. Ее мощность 180–200 м. Верхняя песчаниковая толща (600–650 м) в аймчанском разрезе сложена не только обычными для нее средне- и крупнозернистыми светлыми кварцевыми толстоплитчатыми и массивными песчаниками, но и темными (до черных) тонкоплитчатыми мелкозернистыми полевошпат-кварцевыми, иногда глауконитовыми песчаниками, алевролитами и редкими аргиллитами. Светлые песчаники слагают монолитные пачки, а темноокрашенные породы то образуют более или менее единые пачки, в которых незакономерно чередуются между собой и иногда содержат прослой вишневого железистых алевролитов и кремнисто-железистых пород, то переслаиваются с более грубыми светлыми песчаниками. Мощности темноцветных пачек переслаивания и светлых песчаниковых пачек в общем соизмеримы и колеблются от 3–5 до 40–50 м, но первые вверх по разрезу несколько возрастают в толщине, а вторые – уменьшаются. Описанные породы образуют гребень высоты 1241 м. На ее восточном склоне залегают темные тонкоплитчатые алевролиты, часто чередующиеся с аргиллитами и содержащие изменчивое по разрезу количество пластов мелко- и среднезернистых светлых песчаников. Мощность этой толщи, подстилающей светлинские доломиты, 250–280 м.

Все перечисленные породы аймчанского разреза обладают широким набором мелководных текстур, из которых трещины усыхания наиболее обычны в пакетах чередования песчаников и алевролитов. Под микроскопом талынские породы бассейна р. Аймчан

очень похожи на слагающие типовые разрезы. Отличия, по существу, состоят лишь в несколько повышенном содержании полевых шпатов (до 8–10%) и более разнообразном составе обломков пород (кремни, микрокварциты, измененные вулканиты, хлоритовые сланцы). Это остается справедливым для подавляющего большинства талыньских пород всех южных разрезов. Поэтому далее на их описании мы останавливаться не будем.

К востоку от р. Аимчан основание талыньской свиты не вскрыто, но, судя по обнаженным толщам, ее мощность в этом направлении несколько возрастает. Наиболее значительный разрез видимой мощностью 1200–1400 м располагается на стрелке рек Тотта и Северный Уй (высота 1025 м). В видимом его основании в ядре антиклинали залегает 200–250-метровая толща светло-серых и более редких красноцветных средне- и крупнозернистых кварцевых песчаников. В отдельных пачках они содержат прослойки темных алевролитов, а в видимом основании – и кварцевых гравелитов. Выше следует толща серых и зеленовато-серых тонкоплитчатых алевролитов, заключающих тонкие прослойки и редкие более толстые (до 2–5 м) пласты серых мелкозернистых песчаников. Максимальное их количество наблюдается у основания и у кровли этой 350–400-метровой толщи. Третья толща (300–350 м) вновь сложена преобладающими песчаниками, которые отличаются от пород первой только более тонким гранулометрическим составом, обилием волноприбойных знаков и бурого лимонитового крапа. Строение четвертой толщи (300–350 м) в целом повторяет строение второй, но прослойки песчаников присутствуют только в нижней ее части, где достигают 8–10 м. В верхней ее части появляется горизонт окремненных, большей частью строматолитовых доломитов мощностью 30–35 м, который, по данным С.М. Калимулина, прослеживается по простираению на 5 км. В нем содержатся строматолиты *Colleniella evoluta* Schap. (обр. 123–128, 218, коллекция 4303).

В 25–30 км западнее р. Аимчан, в верховьях р. Большая Джаглагда, разрез свиты, по данным А.Л. Ставцева и В.Р. Алексеева, по существу, повторяет аимчанский, но мощность его убывает до 1100 м, а во второй песчанниковой толще появляется 100-метровая пачка переслаивания вишневых железистых алевролитов с тонкоплитчатыми кварцевыми песчаниками. Более существенные сокращения мощности свиты происходят далее к западу, при переходе к Учуро-Майской плите. Всего в 18–20 км от верховьев р. Большая Джаглагда, в междуречье Малой Джаглагды и Эльгекана, эта мощность, по данным А.Л. Ставцева и С.М. Калимулина, составляет всего 560–600 м. В верховьях р. Эльгекан С.М. Калимулин описал следующий разрез свиты:

	Мощность, м
1. Песчаники белые либо желтоватые, кварцевые, мелко- и среднезернистые, реже гравелистые, с плавающими гальками кварца и кристаллических пород . . . . .	40
2. Чередование тонко- и мелкозернистых зеленовато-серых и темно-серых плитчатых, часто слюдястых кварцевых песчаников, редких серых алевролитов и светлых толстослоистых, иногда ожелезненных среднезернистых песчаников . . . . .	90
3. Толща, по составу сходная с базальной, но с прослоями кварцевых конгломератов и глауконитовых пород . . . . .	240
4. Алевролиты серые, красноватые и зеленовато-серые, иногда с глауконитом, с прослоями и отдельными пачками тонкозернистых песчаников. В основании – монолитные пласты белых мелкозернистых кварцевых песчаников . . . . .	190

В этом, как и в других ранее рассмотренных южных разрезах, наиболее значительной по мощности является третья (верхняя песчанниковая) толща, составляющая около половины всей свиты. Присутствующие в ее составе конгломераты, по данным А.Л. Ставцева и В.Р. Алексеева, несколько юго-западнее эльгеканского разреза, на высоте 928 м, концентрируются в нижних 50–55 м толщи, где среди них появляются грубые несортированные разности с гальками кварца и кристаллических пород. Далее к западу параллельно с прогрессирующим сокращением мощности талыньской свиты конгломераты из ее состава исчезают, а относительная роль песчаников падает. На правобережье р. Маймакан, в бассейне р. Айкидон, общая мощность свиты, по данным С.М. Калимулина, составляет всего 150 м, из которых на долю нижней и верхней песчанниковых

толщ приходится соответственно 30—40 и 40—50 м, а на долю нижней и верхней алевролитовой — 20 и 30—40 м. В последней появляются прослои кремнистых и кремнисто-глинистых пород.

На левобережье р. Маймакан, в бассейне р. Орхон, мощность рассматриваемых отложений сокращается до 68—70 м. В их составе С.М. Калимулин описывает: 1) светлые среднезернистые и подчиненные им крупнозернистые кварцевые сливные песчаники с прослоями железненных разностей, алевролитов и оолитоподобных кремнистых пород (19 м); 2) серые плитчатые алевролиты, иногда содержащие глауконит (40—42 м); 3) светлые сливные кварцевые песчаники с глауконитом (3—4 м); 4) вишневые и зеленые аргиллиты (1—2 м), которые перекрываются светлинскими доломитами. Далее к западу, по направлению к Омнинскому поднятию, тоттинская свита срезает талынскую, переходя в бассейне р. Берея (левый приток р. Чумикан) на кристаллический фундамент (см. рис. 43).

К северу от рассмотренных выходов талынской свиты, обрамляющих южное крыло Майской впадины, эта свита вскрывается в пределах Ингилийской структуры. Нижнюю ее часть (35—40 м), налегающую на фундамент, здесь слагают светло-серые и желтоватые мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники с отдельными линзами гравелитов, а верхнюю (15—20 м), перекрытую светлинскими доломитами, — зеленовато-серые полевошпат-кварцевые алевролиты с подчиненными прослоями аргиллитов и несколькими пластами кварцевых песчаников.

Изложенные данные показывают, что талынские отложения в южной зоне своих выходов имеют такой же состав и строение, как и в типовых разрезах. Образующие их толщи попарно группируются в два трансгрессивных ритма, в которых песчаники вверх сменяются алевролитами и аргиллитами. Лишь в крайних западных разрезах Майской впадины (реки Орхон, Ингили) верхняя песчаниковая толща в значительной мере "растворяется" в аргиллит-алевролитовых отложениях верхней части свиты, и последняя теряет здесь двуритмичное строение. Нужно отметить, что Б.С. Неволин, С.В. Потапов и А.Л. Ставцев [1978] описывают более сложное строение двух ритмов талынской (майльской по их терминологии) свиты в юго-восточных ее разрезах. Они отмечают региональный размыв между этими ритмами и в кровлю нижнего из них помещают значительную пачку доломитов, содержащих строматолиты светлинской ассоциации. Такие представления о строении свиты не согласуются ни с нашими материалами, ни с результатами геологических съемок, ранее проведенных здесь В.Р. Алексеевым, А.А. Ельяновым, С.М. Калимулиным и А.Л. Ставцевым.

Южные разрезы талынской свиты, помимо большого сходства с типовыми, имеют и свои особенности. Они отличаются большими максимальными мощностями (до 1200—1400 м), преобладанием песчаников, значительным увеличением верхней песчаниковой толщи в междуречье Батомги и Северного Уя и относительно простым планом распределения мощностей. Последние неуклонно убывают от восточной части Юдомо-Майского прогиба к его западному борту и далее на смежной части Учуро-Майской плиты до 50—60 м и менее (см. рис. 24). Это сопровождается редукцией верхней толщи песчаников и общим возрастанием относительной роли аргиллитов и алевролитов в сложении свиты. В отличие от этого в северных разрезах мощности талынских отложений ведут себя более прихотливо. От присводовой части Горностахской антиклинали (руч. Светлый) они быстро убывают к северо-западу и особенно к западу, а затем, в Эбейкехаятинской и Кыллахской структурах, вновь увеличиваются, достигая в последней максимальных значений для этой зоны (550—570 м). Одновременно песчаники постепенно вытесняют алевролиты и аргиллиты из разреза свиты и обогащаются полевошпатовым материалом, намечая краевую зону талынского бассейна. Судя по мощностям, она же фиксируется в западных разрезах Майской впадины, но здесь характеризуется относительно тонкообломочным составом накопившихся терригенных осадков.

Палеонтологическую характеристику свиты исчерпывают строматолиты *Colleniella evoluta* Schap. и *Colonnella kyllachii* Schap., заключенные в верхних ее горизонтах.

Ссылки на более широкий набор строматолитов свиты [Неволин и др., 1978] объясняются включением в ее состав пачки доломитов, которую мы [Комар и др., 1970, 1977], вслед за всеми предшествующими исследователями, считаем членом светлинской свиты.

### Светлинская свита

Светлинская свита, выделенная в 1961 г. В.М. Базилевским и В.С. Потана в бассейне р. Белой, представлена серыми, желтеющими при выветривании доломитами, расклинненными пачкой темных терригенных пород. Свита без признаков несогласия налегает на талынскую, а появление у кровли последней карбонатных разностей аргиллитов и линз доломитов свидетельствует, что они связаны постепенными переходами.

Типовые разрезы светлинской свиты расположены в бассейне среднего течения р. Белой, а стратотип – в долине руч. Светлого. На алевролитах талынской свиты после небольшого (1,5–2 м по мощности) перерыва, занятого высыпками доломитов, здесь наблюдаются:

Мощность, м

1. Доломиты серые и темно-серые, мелко- и тонкозернистые, массивные, преимущественно строматолитовые, с линзами и стяжениями темных кремней. В отдельных пластах породы обогащены алевритовым материалом. Среди строматолитов в нижних 35–38 м безраздельно господствуют *Colleniella evoluta* Schap. (обр. 55, 55А, 55Б, 55В, коллекция 3891; обр. 4303/116), а выше наряду с ними (обр. 4303/111) появляются столбчатые *Baicalia inventa* Schap. (обр. 56, 56А, коллекция 3891; обр. 110, 112, коллекция 4303) . . . . . 100–110
2. Аргиллиты в основании черные, выше темно-серые, "углисто"-кремнистые и кремнистые, острооскольчатые. В нижней части – прослой, линзы и желваки серых строматолитовых и окремненных доломитов. В желваках присутствуют *Colleniella* sp., а в прослоях и линзах – *Baicalia inventa* Schap. (обр. 3891/57), *Svetliella svetlica* Schap. (обр. 3891/57А) и *Litia diformis* Schap. (обр. 103/27, коллекция И.Г. Шаповаловой) . . . . . 90–95 (видимая)  
Перерыв в обнажении . . . . . 13–14
3. Доломиты светло-серые, тонкозернистые, массивные, с густой сетью тонких прожилков кварца, с прослоями сходных, но строматолитовых разностей, которые более обычны в нижней части толщи. В их сложении доминируют пластовые постройки (*Stratifera*), обладающие микроструктурой, характерной для *Colleniella evoluta* (обр. 58, 58Е, коллекция 3891; обр. 4303/113). Реже встречаются столбчатые *Colonnella kyllachii* Schap. (обр. 58А, 58В, коллекция 3891) и *Baicalia inventa* Schap. (обр. 3891/58Д) . . . . . 120–125 (видимая)

Суммарная мощность описанных отложений 310–330 м; их с размывом перекрывают тоттинские песчаники. К приведенному списку строматолитов, учитывая данные И.Г. Шаповаловой [1974], нужно добавить для первой толщи *Baicalia aborigena* Schap., а для третьей – *Svetliella svetlica* Schap. Указание И.Г. Шаповаловой на находки здесь *Baicalia* cf. *prima* Semikh. не подтвердилось на коллоквиуме по строматолитам (1978 г.).

Хорошо обнаженный разрез двух верхних толщ светлинской свиты вскрыт в 8,5 км к северу от стратотипа, на левом берегу р. Белой ниже устья р. Салар. Среди черных аргиллитов средней толщи здесь присутствуют прослой (от 1–5 мм до 3–5 см) темно-серых алевролитов, а в 32–34 м от кровли – пласт (50 см) серых мелкозернистых кварцевых песчаников, выше которого появляются доломитистые разности аргиллитов. Мощность толщи здесь сокращается до 65–70 м, из которых верхние 55–60 м вскрыты в прекрасных береговых обнажениях. Верхняя толща свиты у устья р. Салар представлена серыми хомогенными и более редкими строматолитовыми доломитами, которые на поверхностях выветривания приобретают желтоватую окраску и в верхней части содержат линзы и прослой кремней. Вблизи основания доломиты через 0,5–1,5 м разделены прослоями черных аргиллитов. Здесь наблюдаются три пласта строматолитовых доломитов, каждый из которых по резкой неровной границе сменяется аргиллитами упомянутых прослоев. Эти неровности представляют собой не следы размыва, а прижизненный рельеф биострома строматолитов. Среди последних развиты мелкие постройки с короткими колонками неопределенной морфологии. Выше в описываемой толще присутствуют главным образом пластовые формы с плохой сохранностью микроструктуры, среди которых местами появляются столбчатые *Colonnella* cf. *kyllachii*

Schap. (обр. 3891/71E) и *Baicalia cf. inventa* Schap. (обр. 3891/71A). В 22 м от основания пачки прослеживается пласт (1,1 м) онколито-пизолитовых доломитов (*Osagia lamellata* Kor., *Os. sp.*). Мощность верхней толщи здесь 70–75 м; ее с разрывом перекрывают тоттинские песчаники.

Дальнейшие изменения свиты демонстрирует один из лучших ее разрезов, который расположен на западном крыле Горностахской антиклинали, на левобережье Белой ниже устья р. Трехгорки (высоты 1433 и 1405 м и хребет между ними). На талынских алевролитах здесь залегают:

Мощность, м

1. Доломиты серые, желтеющие при выветривании, тонкозернистые, массивные, главным образом строматолитовые, у основания – с тонкими прослоями и линзами черных аргиллитов, а в средней части с многочисленными прослоями и стяжениями кремней. Среди строматолитов в большей нижней части развиты *Colleniella evoluta* Schap. (обр. 4303/117), а также *Baicalia aborigena* Schap. (обр. 3891/79Б) и *B. inventa* Schap. (обр. 3891/79А), образующие караваевидные биогермы. В кровле толщи расположен биостром изменчивой мощности (от 0,6–0,7 м до 1,2–1,4 м) со *Svetliella venusta* Schap. (обр. 3891/79Г и 4303/114), которые подстилаются, а местами и перекрываются стратиферами с той же микроструктурой . . . . . 30–35
2. Алевролиты темно-серые до черных, тонкоплитчатые, в нижней части с прослоями и линзами серых мелкозернистых песчаников, а в верхней – черных аргиллитов. Встречаются редкие прослой (2–5 см) светло-серых среднезернистых кварцевых песчаников . . . . . 100–120
3. Доломиты светло-серые, с поверхности красно-бурые, тонкозернистые, преимущественно строматолитовые, в верхней части – с многочисленными стяжениями черных кремней. Строматолиты в верхних 22–24 м представлены *Colleniella evoluta* Schap. (обр. 81Г, Ж, коллекция 3891), а ниже по разрезу – *Baicalia inventa* Schap. (обр. 82, 82Г, коллекция 3891; обр. 4303/113), *Svetliella svetlica* (обр. 4303/217), новыми представителями столбчатых ветвящихся построек. Здесь же, по данным И.Г. Шаповаловой [1974], взят тип формы *Litia diformis* Schap . . . . . 55–60
4. Аргиллиты черные, в верхней части кремнистые, с линзами и редкими прослоями в 1–5 см зеленоватых либо серых алевролитов. В средней части – пласт (1,5–1,8 м) темно-серых, рыхлеющих при выветривании строматолитовых доломитов, сложенных *Colleniella evoluta* Schap. (обр. 3891/83), а выше – более тонкий пласт окремненных хемогенных доломитов . . . 80–100

Суммарная мощность описанных отложений около 280–310 м. Их три нижние толщи находят прямых аналогов в стратотипе свиты (рис. 25), хотя соотношения их мощностей и иные, чем в типовом разрезе. Что же касается четвертой толщи, то ее литологические аналоги в ранее описанных разрезах неизвестны. Она, как это можно видеть на восточном отроге высоты 1405 м, по резкой неровной границе налегает на подстилающие доломиты. Однако эти неровности имеют не эрозионную природу, а отражают прижизненный рельеф строматолитов, образующих биостром в кровле доломитовой толщи. Сверху же рассматриваемая толща ограничена поверхностью размыва: на нее, отделяясь небольшим (0,5–0,8 м) необнаженным промежутком, налегают базальные конгломерато-брекчии тоттинской свиты.

Рассмотренные геологические соотношения, присутствие строматолитов *Coll. evoluta* и сам состав интересующих нас аргиллитов не оставляет сомнений в том, что они принадлежат к светлинской свите. Их появление можно трактовать двояко: или как следствие меньшей глубины предтоттинского среза на склоне высоты 1405 м, или как результат замещения карбонатных пород аргиллитами в верхних горизонтах светлинской свиты. Общая редукция доломитовых толщ в только что описанном разрезе, возрастание мощности разделяющей их терригенной толщи и некоторое увеличение грубости ее состава – все это отражает определенную направленность фациальных изменений свиты и косвенно свидетельствует в пользу второго предположения.

Как показывают наблюдения в 3–5 км к северу от описанного разреза, на обоих склонах долины р. Белой в районе устья р. Дим, только что упомянутые изменения заходят здесь еще дальше. Среди нижних доломитов (мощность 30–31 м), сложенных главным образом строматолитовыми разностями, появляются отдельные линзы и неправильной формы тела песчаных доломитов, а в средней части толщи – и прослой темных алевролитов и аргиллитов. Строматолиты в нижней большей части толщи представлены желваковыми *Colleniella evoluta* Schap. (обр. 4470/64А) и пластовыми постройками с той же микроструктурой (обр. 4470/64Д). В кровле толщи залегают биост-

ром (1,5–2 м) столбчатых *Svetliella* sp. (обр. 4470/64Б), увенчанный пластовой коркой. Во второй (терригенной) толще свиты, в районе устья р. Дим имеющей мощность 100–115 м, несколько возрастает количество серых мелкозернистых песчаников, а на правом склоне долины р. Белой появляется пласт (2 м) строматолитовых доломитов. Верхняя карбонатная толща свиты здесь представлена обычными для нее строматолитовыми доломитами, но мощность ее не превышает 25–30 м. На нее со следами размыва налегают тоттинские отложения. Таким образом, мощность светлинской свиты у устья р. Дим равна 160–175 м, из которых на долю терригенных пород приходится почти 70%, тогда как в стратотипе они слагают лишь около 30% разреза. Одновременно в западных разрезах возрастает роль песчаников и алевролитов в сложении средней, аргиллито-алевролитовой части свиты.

Далее к западу, на хребте Эбейке-Хаята, содержание обломочных пород в составе свиты еще больше возрастает, количество строматолитов сокращается, а мощности свиты увеличиваются до 500–550 м. По данным А.И. Горбунова [1979], свиту здесь слагают чередующиеся мощные (40–140 м) пачки карбонатного и терригенного состава. Первые представлены темными, главным образом хемогенными доломитами с прослоями мелкозернистых песчаников и обломочных доломитов, а вторые – переслаиванием кварцевых и полимиктовых песчаников с аргиллитами и алевролитами. Очень симптоматично появление в этом разрезе полимиктовых песчаников, неизвестных в пределах Горностахской гряды, где обломочные породы имеют олигомиктовый полевошпат-кварцевый и практически монокварцевый состав. Более или менее монолитные доломитовые пачки на хребте Эбейке-Хаята, по данным И.Г. Шаповаловой [1974], развиты лишь в основании (170 м) и в кровле (39 м) свиты, а ее среднюю часть (300 м) слагает чередование доломитов и песчаников. Строматолиты наблюдаются только у подошвы свиты (*Stratifera* sp.) и в нижней части толщи переслаивания (*Baicalia inventa* Schap., *Colonnella* cf. *kyllachii* Schap., *Jacutophyton* sp.). Далее к западу, на Кыллахском хребте, светлинская свита, видимо, отсутствует, хотя и не исключено, что ее возрастные аналоги слагают здесь верхние горизонты терригенной толщи, которая описана ранее как тальнская.

К югу от рассмотренного пересечения, на южной периклинали Горностахской антиклинали, строение свиты сходно с наблюдаемым в стратотипе. В верховьях руч. Правый Чуханой В.А. Ян Жин-шин в ее видимом основании описывает 250-метровую толщу темно-серых алевролитов, заключающую в нижней части 20-метровую пачку строматолитовых доломитов с *Baicalia inventa* Schap. и *Litia difformis* Schap. (определения И.Г. Шаповаловой [1974]), а выше – серые доломиты (200 м) со строматолитами *Svetliella* sp. и *Baicalia* sp. Эти две толщи, судя по составу и стратиграфическому положению под тоттинскими песчаниками, отвечают двум верхним толщам стратотипа, заметно превосходя их в мощности.

С еще более мощными разрезами свиты мы встречаемся в южной части Юдомо-Майского прогиба, в бассейнах Челасина и верхнего течения Северного Уя. В крайнем восточном разрезе этой зоны, на стрелке рек Тотта и Северный Уй (на западных отрогах высоты 1025 м), нижняя толща свиты достигает мощности 500 м. Она сложена серыми тонко- и мелкозернистыми массивными доломитами, покрывающимися при выветривании оранжевой коркой. Среди них доминируют тонкослоистые хемогенные породы, реже наблюдаются обломочные, онколитовые и строматолитовые; последние слагают *Stratifera* sp. и *Gongulina* sp. (обр. 118 и 133, коллекция 4303). Все породы содержат стяжения кремней. Вторая толща свиты, имеющая мощность 250–300 м, сложена темными волнисто-слоистыми тонкоплитчатыми алевролитами, заключающими многочисленные прерывистые аргиллитовые прослойки, линзы и отдельные пласты серых мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников. На поверхностях напластования пород в изобилии видны трещины усыхания и волноприбойные знаки. Третья толща мощностью 300–350 м по составу существенно не отличается от первой, но строматолитов в ней больше и они разнообразнее. В нижней части это *Kussiella kussiensis* (Masl.) (обр. 120, 121, коллекция 4030), *Conophyton* sp. (обр. 4303/135) и *Con. ex gr. gargaricum* Kor. (обр. 119 и 136, коллекция 4303), а выше – *Colleniella evoluta* Schap.

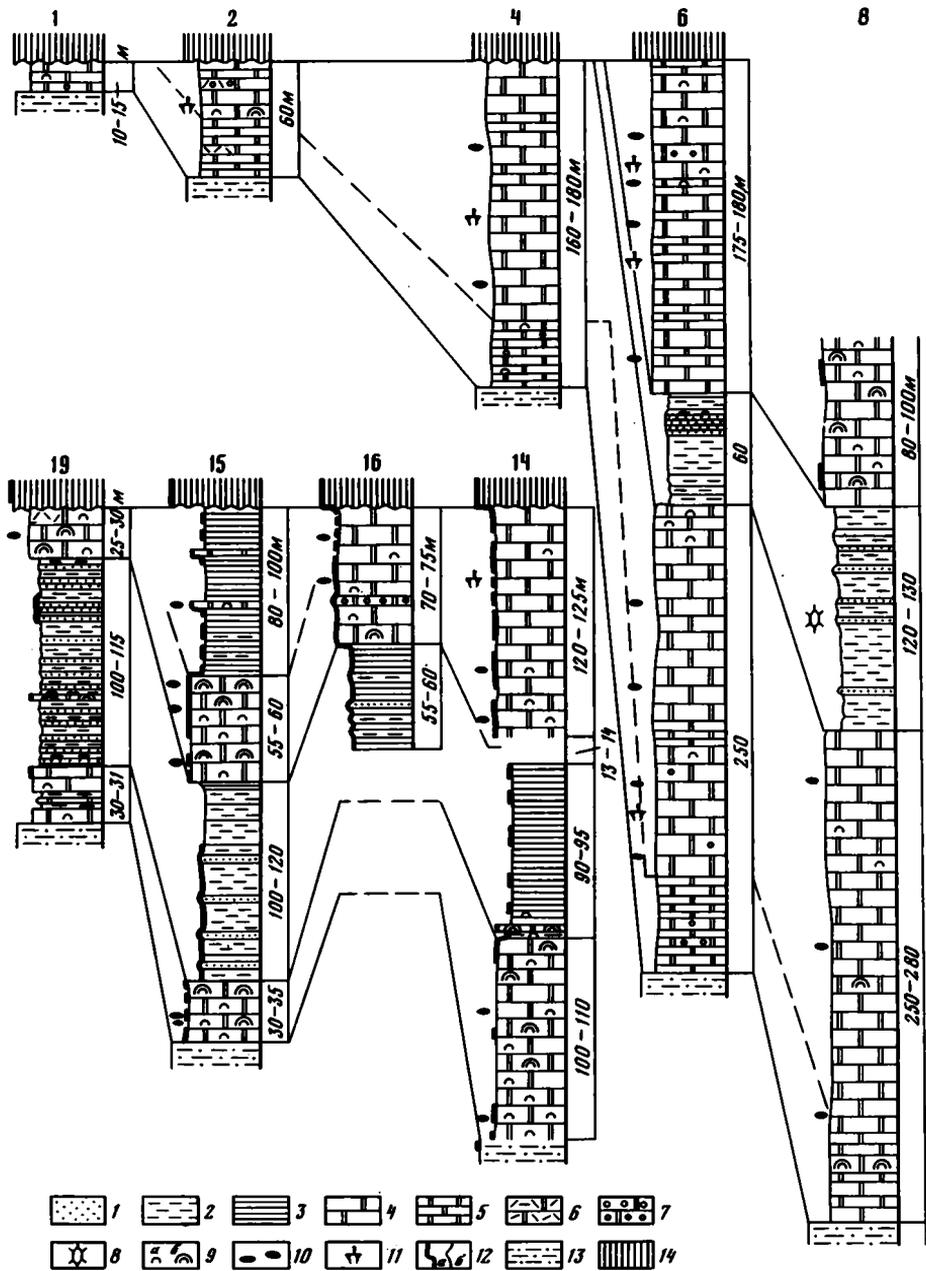


Рис. 25. Сопоставление разрезов светлинской свиты

Географическую привязку изображенных разрезов см. на врезке на рис. 24

1 – песчаники; 2 – алеволиты; 3 – аргиллиты и аргиллиты с прослоями алеволитов; 4–7 – доломиты: 4 – хомогенные массивные, 5 – хомогенные плитчатые, 6 – обломочные, 7 – онколитовые; 8 – трещины усыхания; 9 – строматолиты (а – желваковые и пластовые, б – столбчатые); 10 – линзы и стяжения кремней; 11 – кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки; 12 – интервалы разрезов, описанные по коренным обнажениям (а), по глыбовым развалам и высыпкам (б) (только в разрезах, изученных авторами); 13, 14 – подстилающие и перекрывающие отложения: 13 – талынская, 14 – тоттинская свиты

(обр. 4303/122), *Nucleella* sp. (обр. 4303/123) и *Stratifera* sp. Мощность свиты здесь 1050–1150 м; выше, отделяясь значительным (70–80 м) силлом диабазов, залегают тоттинские отложения.

К югу-западу от приведенного разреза свита сильно сокращается в мощности, сохраняя свой состав (см. рис. 25). На левом склоне долины р. Аимчан против устья р. Натопчу нижняя ее толща имеет мощность 250–280 м, средняя – 120–130 м, а видимая мощность верхней толщи 80–100 м. В первой толще строматолиты встречаются лишь спорадически в нижней и средней ее частях. Это *Colonnella* cf. *kyllachii* Schap. (обр. 3891/127), *Baicalia* с такой же микроструктурой (обр. 3891/127Б), *Stratifera* sp. (обр. 3891/127А), *Colleniella evoluta* Schap. (обр. 3891/126). В верхней толще строматолиты более обильны и представлены *Colleniella kyllachii* Schap. (обр. 3891/124).

Несколько ниже по р. Аимчан, в районе одноименного зимовья, за полосой развития более молодых толщ вновь вскрыты светлинские отложения, перекрытые тоттинскими. Сложная структура участка и недостаточная обнаженность не позволяют составить их подробный разрез. Особый интерес представляют лежащие в его видимом основании светло-серые, существенно строматолитовые доломиты (около 100–150 м), вероятно отвечающие нижней половине базальной доломитовой толщи. Помимо страдифера, здесь в изобилии встречаются *Kussiella kussiensis* (Masl.) (обр. 129, 130, коллекция 4303; обр. 141В, коллекция 3891), представляющие форму сохранности последней *K. vitata* Kom. (обр. 4304/131) и столбчатые активно ветвящиеся постройки. В верхней толще свиты здесь определены *Colonnella kyllachii* Schap. (обр. 4303/132). Среди доломитов этого разреза в заметном количестве появляются микрофитолитовые доломиты, содержащие мелкие озагии плохой сохранности, и возрастает роль обломочных доломитов. Они сложены хорошо окатанными округлыми или уплощенными фрагментами тонкозернистых доломитов крупнопесчаной размерности, погруженными в базальную более зернистый доломитовый матрикс.

Судя по мощности отдельных толщ, общая мощность светлинской свиты в бассейне р. Аимчан примерно вдвое ниже, чем в междуречье Северного Уя и Тотты. Далее к северо-западу, в 40–45 км от устья р. Натопчу, в бассейне руч. Муркан полная мощность свиты, по данным С.М. Калимулина, не превышает 490 м, а относительная роль доломитов в ее сложении несколько увеличивается (см. рис. 25):

Мощность, м

1. Доломиты светло-серые, тонкозернистые, массивные, с прослоями онколитовых, строматолитовых и битуминозных разностей. Встречаются пласты и линзы кремней . . . . . 250
2. Алевриты зеленовато-серые и бурые, тонкослоистые, с прослоями аргиллитов, в верхней части с 15-метровой пачкой вишневого мелкозернистых кварцевых песчаников . . . . . 60
3. Доломиты, сходные со слагающими слой 1, в нижней части с прослоями плитчатых глинистых доломитов . . . . . 175–180

Бассейн р. Муркан является одним из крайних западных участков, в которых еще сохраняется последовательность всех толщ светлинской свиты. Далее к западу тоттинские отложения срезают все более низкие ее горизонты, вплоть до основания в междуречье Маймакана и Омни. В бассейне р. Маймакан, по данным С.М. Калимулина, светлинская свита представлена только нижней доломитовой толщей, мощность которой убывает от 160–180 м на правобережье Маймакана до 60 м (руч. Доннах) и 10–15 м (руч. Орхо) на его левобережье. В бассейне руч. Айкидон в ней определены *Colonnella kyllachii* Schap. (обр. 4303/137).

Только нижняя толща светлинских доломитов сохранилась от предтоттинского размыва и севернее, в бассейне среднего течения р. Ингили, где ее мощность составляет 100–150 м. Она сложена тонкослоистыми серыми хемогенными доломитами, заключающими пласты обломочных, онколитовых и редких строматолитовых разностей. Онколиты представлены мелкими и крупными (до 6–8 мм) *Osagia* и *Ambigolamellatus*, а из строматолитов в нашей коллекции имеются только *Gongylina* sp. (обр. 4303/134); И.Г. Шаповалова [1974] описала отсюда *Colonnella kyllachii* Schap.

Таким образом, светлинская свита в несколько сглаженном виде демонстрирует ту

же картину изменений, что и тальинская. На юге региона ее мощность быстро и последовательно сокращается с востока на запад, что сопровождается некоторым увеличением относительной роли карбонатных пород, а среди них — обломочных, онколитовых и глинистых разностей. В Майской впадине первичная редукция свиты в западном направлении усугубляется прогрессирующим развитием предтоттинского размыва. На севере региона светлинские отложения имеют в целом тот же состав и строение, но обломочные и онколитовые доломиты встречаются как исключение, а содержание и грубость терригенных членов растут на запад. Это сопровождается сокращением мощности свиты с востока на запад и с юга на север в пределах Горностахской антиклинали, новым их увеличением в Эбейкехятинской и полным срезанием вышележащими отложениями в Кылахской антиклинали.

Строматолиты, присутствующие в светлинской свите, составляют так называемую светлинскую ассоциацию [Крылов и др., 1968; Шаповалова, 1974], состав которой отражен на рис. 45. Помимо указанных там таксонов, из светлинской свиты ранее приводились *Svetliella tottuica* Kom. et Semikh. и *Baicalia baicalica* Masl. Дополнительное изучение первого из этих строматолитов показало, что по морфологии столбчатой части он отвечает группе *Baicalia*, а по микроструктуре не отличается от *B. aborigena*. Что же касается *B. baicalica*, то просмотр ее топотипа на строматолитовом коллоквиуме показал, "что как в светлинской, так и в других свитах Учуро-Майского района эта форма отсутствует" [Решения..., 1975, с. 18]. Представители светлинской ассоциации не могут обеспечивать более детальное расчленение вмещающих отложений, но ясно отделяют их от более молодых и более древних (см. главу V).

Рассматривая аймчанские отложения в целом, можно отметить, что они образуют гигантскую, утоняющуюся к западу призму, в которой в широтном направлении происходят важные фациальные изменения, особенно контрастные на севере региона. Здесь западные разрезы отличаются от восточных повышенной ролью обломочных пород (в особенности их относительно грубых представителей), меньшей зрелостью их минерального состава и появлением золотых фаши в тальинской свите. В южных районах параллельно с резким сокращением мощностей с востока на запад тальинская свита обогащается алевролит-аргиллитовыми осадками за счет песчаных, а в светлинской свите в том же направлении несколько возрастает роль доломитов, в том числе наиболее мелководных (обломочных и онколитовых) их представителей.

Завершая описание аймчанской серии, коснемся обоснования ее места в сводном разрезе региона. Стратиграфические соотношения, как мы видели, доказывают последимский и дототтинский ее возраст. Прямые взаимоотношения аймчанских пород с типом учурской серии — гонамскими, омахтинскими и эннинскими отложениями Учурской впадины — неизвестны: они пространственно разобщены в современном срезе и, видимо, не соприкасались и ранее (см. рис. 42). Не помогает в этом отношении и Мокуйская скважина, расположенная на левобережье Алдана несколько западнее устья р. Мая. В кровле терригенно-карбонатной части ее разреза, на глубине 1840—2104 м, отмечаются светлые сливные кварцевые песчаники, иногда обогащенные глауконитом [Давыдов и др., 1982], которые по составу похожи на тальинские. Но если в этом интервале разреза и в самом деле присутствуют аналоги тальинской свиты, они ничего не дают для решения обуждаемого вопроса, так как залегающие ниже них толщи представляют северные, трехгорно-димские фаши нижнего рифея.

Поэтому интерпретация собственно учурских и аймчанских толщ как двух разновозрастных комплексов, непосредственно следующих один за другим в сводном разрезе региона, опирается на следующие косвенные данные: 1) корреляцию трехгорно-димских отложений с типом учурской серии, которая вытекает из некоторого сходства их состава и строения и наличия в них южнерифейских строматолитов и микрофитолитов; 2) присутствие в аймчанской серии светлинской ассоциации строматолитов, резко отличной как от трехгорно-димской, так и от гонамско-омехтинско-эннинской и, судя по систематическому составу и положению в разрезе, открывающей собой средний рифей; 3) меньшие значения K-Ar датировок глауконита из тальинских пород по сравнению с

известными из гонамских и омахтинских: максимальные значения для последних достигают 1520–1360 (1570–1400) млн. лет, а для первых составляют 1210–1230 (1270–1250) млн. лет (верхняя толща песчаников в бассейне р. Игникан [Казиков, Кнорре, 1973; Семихатов и др., 1973]); 4) диаметрально противоположную направленность латеральных изменений омахтинско-эннинских отложений, с одной стороны, и аймчанских — с другой: первые из них на востоке Учурской впадины представлены более мощными и более мористыми осадками, чем на западе, тогда как вторые по направлению к Учурской впадине резко сокращаются в мощности и несколько обогащаются наиболее мелководными, а на севере региона, кроме того, и относительно грубыми породами. Совокупность этих косвенных данных в сочетании с прямыми стратиграфическими соотношениями достаточно уверенно определяет место аймчанских толщ в общей последовательности рифейских серий Учуро-Майского региона.

#### КЕРПЫЛЬСКАЯ СЕРИЯ

Керпильская серия, обособленная Вл.А. Комаром, авторами данной работы и Б.Г. Вороновым [Комар и др., 1970], отвечает нижней, долахандинской части майской серии С.В. Нужнова и В.А. Ярмолюка [1959]. Необходимость разделения майских отложений на две серии (керпильскую и лахандинскую) диктовалась полученными данными о том, что эти отложения отвечают не одному, как считалось в 50-е и 60-е годы, а двум крупным седиментационным циклам, разделенным региональным перерывом [Каминский, Потапов, 1968; Складов, 1975]. Значение предлахандинского перерыва подчеркивается связью раннелахандинских осадков с переотложением продуктов коры химического выветривания [Акульшина и др., 1969; Литология..., 1980].

Керпильская серия имеет трансгрессивно-регрессивный характер и объединяет три региональные свиты: терригенную тоттинскую, известняковую малгинскую и доломитовую ципандинскую. В современном срезе она распространена очень широко и прослеживается во всех структурно-фациальных зонах района, кроме Алданского щита. Из трех упомянутых свит наиболее обширные площади занимает тоттинская. Ареал малгинской и ципандинской свит сокращен предъюдомским срезом: к западу от Омнинского поднятия они неизвестны. Главные поля выходов керпильских осадков на Учуро-Майской плите приурочены к склонам Омнинского поднятия, к сопряженным частям Учурской и особенно Майской впадин и к южному крылу последней. Кроме того, в налитых разрезах керпильские толщи сохранились на небольшом участке в юго-западной части Учурской впадины и выступают на крыльях Ингилийской структуры. Восточнее они обнажены в Нельканской зоне в междуречье Ляжи и Юдомы, в бассейне р. Аллах-Юнь и на Кыллахском хребте, а также в ряде мест в Юдомо-Майском прогибе. Наиболее обширные полосы их выходов в данной структуре картируются вдоль ее южной центральнолинии (бассейны рек Малого Комуя, Челасина, Игникана), в присводовой части Нётского антиклинория и на крыльях Горностахской и Эбейкехаятской антиклиналей. В центральном, относительно погруженном сегменте прогиба (бассейны рек Юдомы и Аллах-Юня) керпильская серия погружена под более молодые толщи рифея и кембрия.

На большей части Юдомо-Майского прогиба керпильская серия своей базальной (тоттинской) свитой налегает на верхние горизонты светлинских отложений, в большинстве мест отделяясь от них размывом. На северо-западе, в хребте Эбейке-Хаята, она срезает светлинские породы и переходит на тальнскую свиту, покоясь на ней и в пределах Кыллахского отрезка Нельканского шва (см. рис. 43). На юге региона наблюдается аналогичное срезание, но происходит оно значительно западнее, на западном крыле Майской впадины. На Омнинском поднятии керпильская серия переходит прямо на кристаллический фундамент, а по восточной периферии Учурской впадины трансгрессивно перекрывает гонамскую, омахтинскую и эннинскую свиты, далее на запад

выпадая из разреза в результате предъюдомского размыва. Лишь на крайнем юго-западе впадины, в бассейне среднего течения р. Гонам, тоттинские отложения появляются вновь, залегая здесь на различных горизонтах учурской серии; а по данным Н.М. Язкова [1968] — и на архее.

### *Тоттинская свита*

Тоттинская свита была выделена С.М. Калимулиным в 1959 г. в южной части Юдомо-Майского прогиба (бассейн р. Северный Уй). По объему она отвечает майской свите В.А. Ярмолюка [1946] и кондерской свите (*s. lato*) в ее расширенном понимании, предложенном Б.С. Неволлиным, С.В. Потаповым и А.Л. Ставцевым [1978]. Хотя первое из только что упомянутых названий пользуется приоритетом перед другими, от его применения к данной свите приходится отказаться: начиная с конца 50-х годов оно прочно укоренилось за подразделением более высокого ранга — майской серией [Нужной, Ярмолюк, 1959, 1963]. Что же касается кондерской свиты *s. lato*, то она является младшим синонимом тоттинской и в таком понимании ниже не употребляется.

В типовых разрезах тоттинская свита представлена монотонной, преимущественно аргиллит-алевролитовой толщей. Западнее, в краевой части Учуро-Майской плиты, в ее нижней части возрастает роль песчаников, в результате чего свита здесь может быть разделена на две части. Верхняя из них известна как омнинская свита, а нижняя, ошибочно отождествлявшаяся с эннинской свитой, долгое время описывалась под этим названием (см. главу II). На рабочем совещании по стратиграфии докембрия Дальнего Востока (Хабаровск, 1976 г.) она была названа А.Л. Ставцевым кондерской свитой. В северной части Юдомо-Майского прогиба для тоттинских отложений также существует двучленное деление. Здесь выделяют нижнюю бикскую и верхнюю муксельскую местные свиты, граница между которыми проводится по подошве пачки красных аргиллитов, сменяющей темноцветные осадки. Далее мы увидим, что два подразделения тоттинской свиты на юге региона не адекватны двум ее подразделениям на севере, а границы между ними имеют резко диахронный характер. Поэтому данные подразделения мы рассматриваем как местные подсвиты региональной тоттинской свиты.

Выше уже говорилось, что тоттинская свита залегают на различных горизонтах аимчанской и учурской серий, а местами на архее (см. рис. 43): Контакты свиты с подстилающими отложениями наблюдаются в ряде пунктов. На восточном крыле Горностахской антиклинали, на правом склоне руч. Светлого в 350 м выше устья руч. Ясного, можно видеть, что в кровле светлинских доломитов появляются карманы размером до нескольких метров в поперечнике и до 7–8 м глубиной, заполненные несортированными и совершенно неокатанными обломками тех же доломитов. Величина этих обломков варьирует от нескольких сантиметров до 0,7–0,8 м. Пространство между ними заполнено грязно-желтой породой, состоящей из угловатых частиц псефитовой и псаммитовой размерностей, сложенных доломитами, окремненными доломитами и изредка кремнями, скрепленными кремнисто-карбонатной массой. Судя по форме карманов и по характеру заполняющих их брекчий, они представляют собой карстовые полости. Выше по резкой неровной границе как на брекчии, так и на нормальные светлинские доломиты налегают светло-серые мелкозернистые кварцевые песчаники и алевролиты (1,2–1,3 м), а затем — изменчивый по мощности пласт (0,3–0,9 м) серых грубозернистых песчаников и гравелитов, состоящих из плохо окатанных зерен кварца, кремней и редких доломитов размером до 2–3 мм. Породы этого пласта вверх постепенно переходят в мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники, обычные для нижних горизонтов тоттинской свиты.

На правом берегу р. Белой в 500 м к северо-западу от устья р. Салар видно, что кровля светлинских доломитов имеет дологие неровности амплитудой до 50–60 см. В депрессиях этого рельефа залегают зеленовато-серые бесструктурные доломитисто-кремнистые алевролиты, содержащие различно ориентированные округло-угловатые блоки (размером до 40 X 60 см) светлинских доломитов и угловатые мелкие (до 1–1,5 см) обломки доломитов, кварца и кремней. Выше, отделяясь еще одной резкой неровной

границей, следует пласт брекчий (30–60 см), налегающий как на только что описанные алевролиты, так и на светлинские доломиты. Он состоит из неокатанных несортированных обломков кремней и более редких доломитов размером от 1–2 до 8–10 см, погруженных в базальный карбонатный матрикс. Вышележащие тоттинские песчаники, отделенные от этих брекчий резкой, несколько неровной границей, в нижних своих 40–50 см иногда обогащены обломками кремней и редких доломитов.

Несколько иначе выглядит нижний контакт свиты на Кылахском хребте. На правом берегу Алдана в 1,1 км ниже устья руч. Дыз-Аппа на талынские песчаники по резкой границе, обладающей лишь пологими неровностями, налегает выклинивающийся прослой железняковых кварцевых гравелитов (до 45–50 см), а затем изменчивый по мощности (0,2–4 м) пакет серых мелкозернистых кварцевых песчаников, чередующихся с тонкими прослоями черных песчаных аргиллитов. Выше следуют обычные для тоттинской свиты серые мелкозернистые песчаники, в основании заключающие гравий и мелкие гальки кварца, кремней и песчаников.

В южной части региона нижний контакт тоттинской свиты описан С.М. Калимулиным в бассейне р. Северный Уй, на левом берегу р. Биринджа. Здесь рассматриваемые отложения по резкой границе без явных признаков размыва перекрывают светлинские доломиты. В то же время несколько южнее, в верховьях р. Большой Майль, по данным А.Л. Ставцева, в основании свиты отмечаются 1–3-метровые линзы конгломерато-брекчий, состоящих из угловатых обломков доломитов и кремней, заключенных в песчаном матриксе. Эти конгломерато-брекчии по описанию близки к подобным породам бассейна р. Белой и, вероятно, также связаны с размывом и выветриванием светлинских доломитов. Наконец, еще один пункт, в котором вскрыт нижний контакт свиты, расположен на правом берегу р. Большой Аим в 3,5 км от устья. Здесь на омахтинских доломитах по резкой, в пределах обнажения почти ровной границе залегает 5–10 см брекчий, состоящих из полуокатанных уплощенных обломков доломитов и кремней размером до 1,5–2 см, погруженных в грубый кварцевый глауконитовый песчаник; вверх они сменяются тонкими кварцевыми песчаниками с быстро исчезающими линзами гравелитов. Ни в одном из рассмотренных участков различий в элементах залегания тоттинских и аимчанских пород нет.

Обнаженность описываемых отложений наилучшая на Горностахском и Кылахском хребтах, где вся свита нередко выступает в непрерывных скальных выходах. На остальной территории лишь ее фрагменты наблюдаются в коренных обнажениях.

В группе типовых разрезов свиты лучшим, по данным С.М. Калимулина, является разрез на левобережье р. Биринджа, впадающей слева в р. Северный Уй (см. рис. 26). Видимо, именно он должен рассматриваться как стратотип. Здесь на светлинских доломитах залегают:

Мощность, м

1. Алевролиты зеленые и вишневые, часто чередующиеся со сходными аргиллитами, а у основания – и с песчаниками . . . . . 50–70
2. Алевролиты и алевролитистые аргиллиты серые и темно-серые, тонкоплитчатые, с подчиненными прослоями вишневых и желтовато-серых мелкозернистых песчаников . . . . . 130–150
3. Песчаники серые, буровато- и зеленовато-серые, кварцевые, мелко- и среднезернистые, массивные . . . . . 50
4. Алевролиты пестроцветные, тонкоплитчатые, в нижней части обычно известковистые. В основании – пласт (2–5 м) зеленовато-серых и красных глинистых известняков . . . . . 400
5. Алевролиты и алевролитистые аргиллиты зеленовато- и буровато-серые, темно-серые, тонкоплитчатые . . . . . 250

Суммарная мощность описанных пород, согласно перекрытых известняками малгинской свиты, около 900 м. Судя по данным геологических съемок (С.М. Калимулин, А.А. Емельянов) и нашим наблюдениям, сходное строение тоттинской свиты характерно и для других участков бассейна рек Северных Уй, Тотта и Челасин. В монотонном разрезе свиты здесь повсеместно господствуют тонкоплитчатые (до листоватых) алевролиты, содержащие миллиметровые прослоечки и линзы тонкозернистых кварцевых пес-

чаников и более обильных аргиллитов. Породы обычно обладают тонкой косо́й или косо́волнистой слоистостью, окрашены главным образом в зеленовато-серые и серые тона; только у основания и в средней части разреза в небольших пачках появляется красная окраска. В нижних горизонтах свиты этим алевролитам подчинены песчаники, которые на левобережье руч. Нерундакан и в средней части течения р. Неликан сливаются в более или менее моноклитную пачку мощностью 30–60 м, начинающую собой разрез свиты (данные С.М. Калимулина и А.А. Ельянова). Против бывшего пос. Тотта на левобережье р. Челасин такие песчаники появляются и у кровли свиты. Примерно в ее середине (обычно среди пестроокрашенных горизонтов) присутствуют тонкие (до 8–10 см) прослои и линзы глинистых известняков, а также более широко распространенные известковистые разности аргиллитов и алевролитов. Мощность свиты по р. Челасин и в более восточных районах оценивается примерно в 900–1100 м.

Песчаники описанных разрезов отличаются хорошей окатанностью и сортировкой обломочного материала, в составе которого резко преобладает кварц (обычно 90–95%). Присутствующий полевой шпат представлен как плагиоклазом, так и калишпатом, как правило разложившимися; изредка встречаются обломки микрокварцитов. Структура пород обычно мелкозернистая, цемент кварцевый регенерационный или гидрослюдистый, нередко с глауконитом, у красноцветных разностей железистый. Алевролиты отличаются более высоким содержанием обломков полевых шпатов, появлением кластической слюды, худшей окатанностью зерен и обычной примесью глинистого материала. Последний может быть равномерно распределен по породе, но чаще тяготеет к отдельным тончайшим прослоечкам, наличие которых и обуславливает тонкую слоистость породы.

По направлению к западному борту Юдомо-Майского прогиба (в южной его части) мощность свиты заметно сокращается. На левобережье р. Челасин, в бассейне руч. Малая Кира, она составляет, по данным А.Г. Лосева, всего 450–500 м, а в верховьях р. Большой Маиль, по данным А.Л. Ставцева, – 570 м. Наиболее полный разрез свиты в юго-западной части прогиба описан С.М. Калимулиным на левобережье р. Игникан, где ее мощность оценивается в 740 м. По преобладающему составу и окраске пород этот разрез не отличается от описанных в бассейне р. Северный Уй. Относительно грубые отложения (чередование алевролитов с тонкими прослоями и несколькими моноклитными пластами мелкозернистых песчаников) наблюдаются здесь в 55-метровой пачке, которая начинается в 60 м от основания свиты. В этой пачке и выше по разрезу встречаются известковистые алевролиты, а в 110–120 м от подошвы свиты появляются редкие прослои вишневых глинистых известняков, встречающиеся на протяжении 120 м по разрезу. В кровле свиты в бассейне р. Игникан и в прилегающих участках залегает выдержанный горизонт (до 4–4,5 м) вишневых кремнисто-железистых пород, чередующихся с алевролитами и аргиллитами.

Несколько северо-западнее рассмотренных районов, в зоне Нельканского разлома в бассейне верхнего течения р. Ингили, свита не столь однородна и в нижней четверти наряду с алевролитами в значительных количествах содержит серые и светло-серые кварцевые песчаники с бурым крапом. Обогащение песчаниками нижних горизонтов свиты в западном направлении еще ярче выражено в пределах Майской впадины. На юге структуры, в бассейнах рек Батомга и Маймакан, нижняя (кондерская) часть рассматриваемых отложений, по данным С.М. Калимулина, представлена чередующимися пачками тонколитчатых зеленовато-серых алевролитов с подчиненными пачками мелко- и среднезернистых светло-серых кварцевых и редких полевошпат-кварцевых песчаников, которые у основания свиты содержат рассеянные гальки кремня и кварца, а в бассейне р. Айкидон – прослои мелкогалечных кварцевых конгломератов. Песчаные пачки слагают около трети разреза и обычно имеют мощность не более 10–12 м. Лишь у кровли кондерской подсвиты, имеющей здесь мощность 200–220 м, выделяется более значительная (до 40–45 м) пачка песчаников.

Омнинская подсвита в междуречье Батомги и Маймакана описана С.М. Калимулиным как монотонная толща (450–480 м) зеленовато-серых, серых и подчиненных

бурых тонкоплитчатых (до листоватых) алевролитов, часто чередующихся с аргиллитами. Она содержит отдельные невыдержанные пласты песчаников, а иногда — известковистых алевролитов и очень редких глинистых известняков. В верховьях руч. Лабуркан в 25 м от основания омнинской толщи залегает 15-метровая пачка песчаников, по составу аналогичных кондерским. Их появление подчеркивает условность разграничения кондерской и омнинской подсистем на юго-восточном склоне Омнинского поднятия. Отражением этой условности явилось то, что в недавнем обзоре стратиграфии Учуро-Майского региона геологи научно-производственного объединения "Аэрогеология" [Неволин и др., 1978], ранее неизменно принимавшие двучленное деление рассматриваемых отложений на Учуро-Майской плите, отказались от него и описали эти отложения в составе одной свиты (кондерской s. lato).

С еще большими трудностями в разграничении кондерских и омнинских отложений мы сталкиваемся на Ингилийской структуре. На ее западном крыле, по правому берегу р. Ингили ниже устья руч. Аян-Колях, несогласно на нижней толще светлинских доломитов залегают:

Мощность, м

1. Гравелиты серые, состоящие из хорошо окатанных и отсортированных зерен кварца и очень редкого полевого шпата. Иногда можно встретить прослои и линзы кварцевых мелко-среднезернистых песчаников с бурым крапом, которые вверх постепенно вытесняют гравелиты. . . . . 18–20
2. Аргиллиты вишневые, тонкослоистые, с прослоями тонкоплитчатых алевролитов. 7–8 (видимая) Перерыв в обнажении . . . . . 40–45
3. Частое чередование зеленовато-серых тонкоплитчатых алевролитов, аргиллитов и более редких средне- и мелкозернистых кварцевых песчаников, иногда содержащих глауконит 18–20 (видимая)
4. Песчаники желтовато-серые, мелко- и среднезернистые, кварцевые, слабоглауконитовые, толстослоистые . . . . . 6
5. Алевролиты серые и палевые, с глауконитом, тонкоплитчатые, у кровли слабоизвестковистые, с примазками аргиллитов и тонкими прослоями глауконитовых песчаников . . . . . 80–85
6. Алевролиты грязного вишнево-красного цвета, тонкоплитчатые, известковистые, с тончайшими прослойками листоватых аргиллитов . . . . . 15–17 (видимая) Перерыв в обнажении . . . . . 50–55
7. Аргиллиты зеленовато-серые и серые, тонкоплитчатые до листоватых, с прослоями и линзами в 1–5 см алевролитов, подобных описанным в слое 5, которые концентрируются в отдельных пакетах. В нижней части — единичные прослои и линзы (до 30–35 см) серых глинистых известняков . . . . . 100–110 (видимая)
8. Те же аргиллиты с отдельными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников в верхней части . . . . . 120–130

Общая мощность описанных отложений 450–470 м. В их кровле залегает горизонт вишнево-красных железисто-кремнистых пород (2,5–3 м), маркирующий границу с малгинской свитой. На восточном крыле Ингилийской структуры, по р. Ингили ниже устья руч. Дрин-Урэх, строение свиты, имеющей здесь мощность около 500 м, остается близким к описанному. Наблюдается лишь уменьшение количества гравелитов в базальной пачке и появление прослоев в 20–25 см светло-серых пелитоморфных известняков в аналогах пачки 7.

Граница кондерской и омнинской подсистем в описанной толще с равным основанием может быть проведена как между слоями 4 и 5 аян-коляхского разреза (по кровле пачки песчаников), так и между слоями 5 и 6 (по смене существенно алевролитовой толщи существенно аргиллитовой). Напомним, что в бассейне р. Маймакан С.М. Калимуллин проводил эту границу по кровле верхней мощной пачки однородных песчаников. В бассейне р. Ингили этот критерий оказывается неприменимым, так как подобных пачек здесь попросту нет. Таким образом, даже в близко расположенных участках Майской впадины нельзя достичь адекватного обоснования границы кондерских и омнинских отложений, что автоматически снимает вопрос о ее изохронности.

В кровле тоттинской свиты по всей Майской впадине, в зоне Нельканского шва (Кылахский хребет, междуречье Ингили и Юдомы) и в юго-западной части Юдомо-Майского прогиба (бассейн р. Игникан и р. Челасин) залегает уже упоминавшийся железисто-кремнистый горизонт. В его составе чередуются обычные верхнетоттинские зеленовато-серые аргиллиты, красно-бурые и вишневые известково-гематитовые и крем-

нисто-известково-гематитовые породы, железистые аргиллиты, глауконитовые песчаники, а у кровли — и известняки. Мощность этого горизонта обычно составляет 2—3 м, меняясь на коротких расстояниях от 0,7—0,8 до 4—4,5 м. Соотношение перечисленных пород по латерали также изменчиво. Все они образуют прослои толщиной от нескольких до 25—30 см, причем железистые разности слагают от четверти до половины мощности горизонта и иногда содержат до 59%  $Fe_2O_3$ . Они состоят из гематита, халцедона, небольшого количества хлорита и глауконита, а также карбоната, замещающего силикатные минералы; иногда присутствуют мелкие галечники гематита и аргиллитов. Породы, как правило, обладают оолитовой текстурой. Иногда среди них отмечается примесь туфогенного материала [Макрушин, 1973; Галушко и др., 1975].

На контактах различных по составу прослоев описываемого горизонта нередко наблюдаются следы мелких размывов, а местами появляются гальки и неокатанные обломки в 0,5—2 см светлых микрозернистых известняков. Они возникают в результате взламывания линз и прослоев известняков, которые появляются у кровли горизонта, а выше сливаются в сплошную толщу, выделяемую как малгинская свита. По составу и стратиграфическому положению железисто-кремнистый горизонт с равным правом может быть отнесен как к тоттинской, так и к малгинской свите. Мы его условно считаем завершающим членом тоттинской.

Возвращаясь к описанию этой свиты, отметим, что в разрезах, тяготеющих к Омнинскому поднятию, она яснее, чем где-либо, расчленяется на кондерскую и омнинскую подсвиты, а первая из них, в свою очередь, делится на три толщи. Один из лучших разрезов кондерских ("омнинских") отложений в этой зоне описан Н.С. Шпак и А.С. Суриковой по р. Айыкан, впадающей справа в р. Одола (см. рис. 26). Здесь на фундаменте в основании свиты залегает 18—20 м светло-серых средне- и крупнозернистых кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников, содержащих прослои и линзы (0,5 м) кварцевых гравелитов. Выше выделяется 30-метровая толща серых и вишневых аргиллитов, содержащих редкие небольшие прослои тонкоплитчатых алевролитов и песчаников, а затем — алевролит-песчаниковая толща мощностью 30—36 м. В средней, большей ее части песчаники чередуются с преобладающими тонкоплитчатыми алевролитами, а у основания и у кровли образуют монолитные пакеты по 5—8 м каждый. По кровле верхнего из них проводится граница кондерских и омнинских отложений. Последние в бассейне р. Омни, согласно Н.С. Шпак и А.С. Суриковой, представлены однообразной толщей (340—350 м) зеленовато-серых и серых аргиллитов и алевритистых аргиллитов, у кровли содержащей редкие прослои тонкоплитчатых алевролитов. Общая мощность тоттинской свиты здесь 420—440 м. В общем так же построены кондерские отложения в их типовых разрезах в верховьях р. Кондер.

Несколько северо-западнее, в нижнем течении р. Большой Аим в 8—10 км выше устья р. Омни, строение свиты остается очень близким к описанному, но нижняя (кондерская) ее часть несколько обогащается алевролитами и песчаниками за счет аргиллитов и увеличивается в мощности до 100—110 м против 80—85 м в ранее приведенном разрезе. Базальную толщу свиты (18—20 м) в районе устья р. Омни слагают светло-серые средне- и крупнозернистые кварцевые песчаники, содержащие тонкие прослои и отдельные пакеты тонкоплитчатых зеленовато-серых алевролитов. Песчаники обычно обладают грубой косою слоистостью и в основании несут пласт (0,5—1 м) серых кварцевых гравелитов. Средняя толща (75—80 м), прекрасно обнаженная на левом берегу Большого Аима в 8 км выше устья р. Омни, представлена главным образом алевролитами и аргиллитами, часто чередующимися между собой. Эти очень тонкослоистые и листоватые породы сочетаются в изменчивых пропорциях и в отдельных пакетах содержат прослои и линзы (от 1—2 до 15—20 см) кварцевых, нередко довольно грубых песчаников, обычно обогащенных глауконитом. По всей толще наблюдаются конкреции глинистых сидеритов. Все породы окрашены в зеленовато-серые, серые и почти черные тона, и только в нижней части наблюдаются прослои вишневых железистых разностей. Верхняя толща кондерской подсвиты в данном разрезе имеет мощность всего 11 м. Ее слагают преимущественно сероцветные, существенно кварцевые средне- и крупнозернистые

песчаники с грубой косо́й слоистостью, с прерывистыми примазками и гальками аргиллитов. В нижней и верхней частях толщи породы массивные, а в средней образуют плиты толщиной 10–15 см, расслоенные аргиллитами или расклиненные отдельными тонкими прослоями красновато-черных полевошпат-кварцевых песчаников.

Омнинская часть тоттинской свиты, наблюдаемая в низовьях р. Большой Аим в высыпках, а по р. Аим ниже устья р. Чьян в ряде хороших, но разобщенных обнажений, построена здесь так же, как и в бассейне р. Омни. Ниже устья р. Чьян она постепенно погружается к востоку под малгинские и более молодые толщи, а в низовьях Большого Аима довольно быстро срезается юдомской серией к западу и юго-западу.

Песчаники, участвующие в сложении тоттинской свиты на склонах Омнинского поднятия, отличаются от описанных в южной части Юдомо-Майского прогиба по крайней мере тремя чертами. Во-первых, среди них широкое развитие получают средние и отчасти крупнозернистые, а также разнозернистые породы. Во-вторых, среди господствующих практически монокварцевых песчаников в заметном количестве (главным образом в базальной пачке) появляются полевошпат-кварцевые разности. В-третьих, почти все песчаники упомянутого района заключают большее или меньшее количество глауконита, содержание которого иногда достигает 15–20% породы. Достаточно часто глауконит здесь наблюдается и в алевролитах, которые в остальном под микроскопом не отличаются от одноименных пород более восточных районов.

На западном склоне Омнинского поднятия, к западу от меридиана р. Лата, омнинские отложения полностью срезаются юдомскими, а строение кондерской подсвиты, судя по плохо обнаженному разрезу на правом склоне долины р. Большой Аим выше устья р. Дьизмкийэ, повторяет описанное в районе устья р. Омни, но мощность верхней толщи песчаников увеличивается до 25–30 м. Здесь, как и по всему Омнинскому поднятию, тоттинская свита залегает на фундаменте. Выше по Большому Аиму основание свиты быстро погружается под урез воды и вновь выходит на поверхность в районе устьев ручьев Киенг-Юрях, Галстуктаах и р. Ярмарка Хапчана, уже в пределах Учурской впадины. Здесь эта свита трансгрессивно налегает на эннинскую свиту учурской серии [Комар и др., 1977] и представлена только двумя нижнекондерскими толщами. Их строение на левом склоне долины р. Большой Аим против устья р. Ярмарка Хапчана следующее:

Мощность, м

1. Песчаники светло-серые, средне- и крупнозернистые, кварцевые, с глауконитом, в отдельных прослоях обогащенные плохо окатанными гальками кварца в 0,5–1,5 см. В подчиненном количестве встречаются тонкоплитчатые зеленовато-серые алевролиты и аргиллиты, приуроченные главным образом к средней части толщи, и бурые мелкозернистые песчаники, появляющиеся у кровли . . . . . 18–20
2. Алевролиты в нижней части вишнево-красные, выше зеленовато-серые, тонкоплитчатые, глауконитовые, а также аргиллиты и редкие мелкозернистые светло-серые песчаники . . . . . 13–15

Выше трансгрессивно залегают базальные песчаники юдомской серии. Такой же разрез нижнетоттинских отложений можно наблюдать несколько ниже по Большому Аиму, на левом склоне долины над устьем руч. Галстуктаах, а в 8 км севернее, в верховьях руч. Киенг-Юрях, по данным Е.Г. Жуковой, от предъюдомского размыва сохранились и более высокие горизонты рассматриваемых отложений. В основании свиты здесь залегает толща разнозернистых кварцевых песчаников с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов (30–40 м), выше обособляются зелено-серые, иногда вишневые алевролиты с прослоями песчаников и аргиллитов (50 м), а затем – светлые средне- и крупнозернистые кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники (20 м).

Корреляция только что описанных отложений бассейна верхнего течения р. Большой Аим с нижними горизонтами тоттинской свиты более восточных районов не вызывает сомнений, тем более что их разрезы отстоят один от другого всего на 25–30 км. До наших работ тоттинские породы района устья р. Ярмарка Хапчана не отделялись от подстилающей терригенно-карбонатной толщи, которая считалась омахтинской, а в бассейне руч. Киенг-Юрях те же породы описывались как эннинские. Все сказанное выше

показывает, что рассмотренные песчано-алевролитовые толщи верховьев р. Большой Аим принадлежат нижней части тоттинской свиты и трансгрессивно залегают на различных горизонтах эннинских отложений, которые входят в состав упомянутой терригенно-карбонатной толщи района устья р. Ярмарка Хапчана. Тем самым окончательно решается вопрос о стратиграфических соотношениях эннинской и тоттинской (кондерской) свит.

К югу от описанных разрезов, на юго-западном склоне Омнинского поднятия в бассейне р. Латы, омнинские отложения сохраняются лишь местами, а кондерские, судя по данным А.Г. Лосева, увеличиваются в мощности до 160 м, выдерживая трехчленное строение. Их нижняя и верхняя толщи (по 60 м каждая) представлены песчаниками, а средняя (40 м) сложена плитчатыми алевролитами с подчиненными прослоями песчаников, количество которых возрастает на юг. В основании свиты залегает пласт кварцевых гравелитов, мощность которого растет с севера на юг от 5–6 до 10–12 м.

Далее к югу, в бассейне верхнего течения р. Учур по юго-восточной окраине Учурской впадины, тоттинская свита залегает трансгрессивно на различных горизонтах гонамских, омахтинских и (в наиболее западных участках своего развития) эннинских отложений, переходя в зоне сочленения Учурской впадины и Омнинского поднятия на фундамент (см. рис. 5). Ныне здесь сохранились только кондерские отложения. На левом склоне долины Учура в 3,5 км ниже устья р. Сайан они залегают на гонамских песчаниках и алевролитах и имеют следующее строение:

Мощность, м

1. Конгломераты с крупными (до 12–15 см) хорошо окатанными гальками гонамских песчаников, редких кремней, кварца и иногда сильно выветрелых кислых эффузивов. Линзы и прослойки серых полевошпат-кварцевых и кварцевых средне- и крупнозернистых, обычно глауконитовых песчаников и алевролитов . . . . . 12–15
2. Песчаники светло-серые, иногда грязно-вишневые, преимущественно среднезернистые, кварцевые и полевошпат-кварцевые, плитчатые и массивные, часто с обильными включениями глауконита или линзами глауконит-кварцевых песчаников. Породы косослоистые, часто содержат рассеянный гравий и мелкие галечки кварца, кремней, выветрелых вулканитов и редкие прослойки алевролитов и аргиллитов, окрашенных в серые, а у кровли в красные тона . . . . . 30–32
3. Алевролиты зеленовато- и коричневатосерые, тонкоплитчатые, с тонкой ровной или косой слоистостью, часто чередующиеся с серыми аргиллитами и мелкозернистыми кварцевыми, обычно глауконитовыми песчаниками, расслоенными глинистыми примазками на тончайшие плитки. . . . . 70–80

Выше этих отложений суммарной мощностью 120–130 м у устья р. Сайан залегает трансгрессивный комплекс юдомской серии. Судя по данным А.С. Филиппова и Е.Г. Жуковой, полная мощность толщи чередования алевролитов и песчаников, аналогичной слою 3 приведенного описания, в наиболее полных разрезах верховьев Учура достигает 120 м, а выше здесь следуют светло-серые кварцевые, иногда железистые песчаники мощностью до 30 м. Есть все основания видеть в рассмотренных отложениях верховьев Учура полный аналог нижнетоттинских отложений бассейнов рек Латы, Омни и Большой Аим.

К западу от устья р. Сайан конгломераты скоро исчезают из разреза тоттинской свиты, а мощность ее базальной толщи сокращается до 35–38 м на левобережье Учура против устья руч. Малый Бережан, до 25–28 м у р. Часовня Учурская и, по данным Н.С. Шпак, до 5–7 м в более западных участках. Эту толщу слагают кварцевые и более редкие полевошпат-кварцевые песчаники, заключающие линзы кварцевых и доломитовых гравелитов. На меридиане среднего течения р. Чайдаах свита срезается предъюдомским разрывом (см. рис. 44) и вновь появляется лишь на крайнем юго-западе Учурской впадины, в бассейне среднего течения р. Гонам. Наличие рассматриваемых отложений в данном районе уже отмечалось в литературе [Язков и др., 1968] и не вызывает сомнений благодаря присутствию типоморфной для них толщи тонкоплитчатых зеленовато-серых алевролитов, песчаников и аргиллитов. Однако нижняя граница свиты в области ее налегания на гонамские отложения трассируется с трудом и проводится разными авторами на различных уровнях. Это объясняется литологическим сходством

нижнетоттинских и некоторых гонамских песчаников в бассейне Гонама и недостаточной обнаженностью.

В изученных нами разрезах на правом берегу р. Гонам в 6 км северо-западнее устья р. Холболоох (высота 1356 м) и в 8 км выше устья р. Боролгон (высота 1228 м) к нижним горизонтам тоттинской свиты отнесена 35—40-метровая пачка светло-серых и белых мелко- и среднезернистых кварцевых песчаников, содержащих прослой в 5—10 см гравелитов и мелкогалечных конгломератов с плохо окатанными гальками кварца и редких полевых шпатов. В нижней части песчаники массивные, с грубой перекрестной слоистостью, а выше — плитчатые, тонкогоризонтальнослоистые, иногда глауконитовые. От гонамской свиты, содержащей сходные песчаники, данную пачку отличает отсутствие розоватых и кирпично-красных мелкозернистых песчаников и более грубых их доломитистых разновидностей, наличие кварцевых гравелитов и глауконита. Выше на высоте 1356 м залегает характерная толща тонкоплитчатых тонкослоистых зеленовато-серых алевролитов, чередующихся с подчиненными мелкозернистыми песчаниками, содержащими прослой и примазки аргиллитов и трещины усыхания. Мощность этой толщи, перекрытой юдомской серией, 55—60 м.

Двуучленное строение сохранившейся части тоттинских отложений, по данным Н.М. Язкова с соавторами [1968], наблюдается и далее к западу, где они срезают гонамскую свиту и в бассейне р. Алтан-Чайдаах выходят на архейский фундамент. Мощность базальной, существенно песчаниковой их толщи здесь возрастает до 90 м, а в ее основании появляются мелкогалечные конгломераты с обломками кварца и архейских пород. Верхняя, преимущественно алевролитовая часть разреза наиболее полно представлена на водоразделе ручьев Буголлы и Амнуначи, где делится на две части. Для нижней (40—45 м) характерно тонкое переслаивание темно-серых и зеленовато-серых алевролитов, песчаников и аргиллитов и наличие монолитного пласта белых кварцевых песчаников у кровли, а для верхней (30—35 м) — чередование алевролитов с темно-вишневыми (железистыми) и серыми кварцевыми песчаниками, выклинивающимися в восточном направлении.

Верхняя толща тоттинской свиты бассейна р. Гонам по составу похожа на омнинские отложения более восточных районов и иногда описывается под этим названием [Язков и др., 1968]. Однако, учитывая ее положение относительно подошвы свиты, кажется более правильным сравнивать ее со средней частью кондерской подсвиты верховьев Учур. Эти два взгляда на стратиграфический объем тоттинских отложений бассейна Гонама хорошо отражают трудности объективного выделения здесь кондерской и омнинской подсвит.

На севере Учуро-Майского региона тоттинские отложения обнажаются в 400—450 км от рассмотренных районов. Тем не менее сомнений в их корреляции нет: там и здесь они обладают сходным составом, с разрывом налегают на светлинские и более древние образования, а вверх постепенно сменяются маркирующим горизонтом малгинских известняков. Лучший разрез свиты на севере региона вскрыт на восточном крыле Горностахской антиклинали в низовьях руч. Светлого и по левому берегу р. Белой выше устья упомянутого ручья (см. рис. 26):

Мощность, м

1. Песчаники зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, кварцевые и полевошпат-кварцевые, образующие монолитные пласты в 0,5—0,8 м, которые в нижних своих частях обогащены полуокатанными обломками кремней и кварца размером до 1,5 см, а вверх постепенно переходят в соизмеримые по толщине слои зеленоватых алевролитов. В средней части — два прослоя по 25—30 см песчаных доломитов . . . . . 9—10
2. Алевролиты вишнево-красные, с тонкой ровной слоистостью, в нижней части песчаные, а в верхней — прослоями (10—30 см) светлых мелкозернистых кварцевых песчаников . . . . . 80—85
3. Алевролиты зеленовато-серые, в верхней части иногда вишневые, тонкослоистые, с прослоями мелко- и среднезернистых кварцевых песчаников (2—25 см) и аргиллитов (1—5 мм) . . . . . 70—73
4. Песчаники светло-серые до белых, среднезернистые, кварцевые, толстоплитчатые, косослоистые, с рассеянными гальками кварца размером до 2 см и редкими линзами гравелитов . . . . . 20—23

5. Алевролиты зеленовато-серые и темно-серые (в отдельных пакетах красноцветные), тонкоплитчатые, с многочисленными тонкими прослойками сходных аргиллитов, более толстыми (до 15 см) прослоями и отдельными мощными пластами серых песчаников. Множество волноприбойных знаков и трещин усыхания . . . . . 130–160
6. Аргиллиты зеленовато-серые, а в верхней части и сиреневые, тонкослонстые, слабоизвестковистые . в нижней части с линзами и пропластками алевролитов. Примерно с середины появляются прослойки (до 2 см) зеленовато-серых тонкозернистых глинистых известняков, количество которых увеличивается вверх . . . . . 24–26
7. Аргиллиты краснового-сиреневые, реже вишневые, известковистые, через каждые 1–5 м расчлененные прослоями и линзами (0,5–3 см) сиреневых и красных известняков, которые в отдельных пакетах толщиной 50–70 см преобладают . . . . . 48–50
8. Аргиллиты, подобные только что описанным, с редкими миллиметровыми линзами глинистых известняков . . . . . 48–50
9. Аргиллиты зеленовато-серые, известковистые, в нижней части с линзами (2–4 см) известняков . . . . . 14–16
10. Аргиллиты темно-серые и черные, бескарбонатные, с тонкими линзами, а в нижней части и с прослоями (2–4 см) более светлых алевролитов . . . . . 100–110
11. Аргиллиты, подобные нижележащим, но более светлые, у кровли с тонкими (3–10 см) прослоями известковистых разностей и известняков . . . . . 32–35

Описанные отложения, имеющие мощность 570–620 м, с постепенным переходом перекрываются малгинскими известняками. Ранее они были расчленены на две местные свиты—бикскую и мускельскую [Ян Жин-шин, 1970б], граница между которыми проводилась по основанию пачки красноцветных аргиллитов (слой 7). В их составе здесь присутствуют туфы основного состава, образующие тонкие прослои [Волкодав, Ян Жин-шин, 1980].

Общий характер строения тоттинской свиты в пределах Горностахской антиклинали остается близким к описанному, но состав и мощности отдельных пачек заметно меняются по латерали. Для иллюстрации приведем описание примерно 500-метрового ее разреза, расположенного на правом берегу р. Белой над устьем р. Дим, на западном крыле названной структуры. Между светлинскими доломитами и малгинскими известняками здесь залегают:

1. Песчаники серые, кварцевые и полевошпат-кварцевые, крупнозернистые, с прослоями серых мелкозернистых песчаников и алевролитов, количество которых быстро растет к кровле пачки. В основании — изменчивый по мощности (1–2,5 м) пласт конгломерато-брекчий, состоящих из мелких (до 1,5 см) полуокатанных обломков светлинских доломитов и кремней, скрепленных крупнозернистым песчаником с доломитовым цементом . . . . . 9–10
2. Алевролиты вишнево-красные и серые, с линзами, а в середине с массивным пластом (1,1 м) среднезернистых кварцевых песчаников . . . . . 18–20
3. Песчаники зеленовато-серые и светло-серые, мелкозернистые, кварцевые, тонкоплитчатые, в верхних 9 м часто переставляющиеся с алевролитами и аргиллитами . . . . . 32–34
4. Песчаники, подобные нижележащим, но толстоплитчатые и массивные. В верхней части на плоскостях напластования — “присыпки” хорошо окатанных гравийных зерен кварца . . . . . 10–12
5. Песчаники светло-серые, кварцевые, крупнозернистые. в средней и верхней частях с преобладающими прослоями и линзами кварцевых гравелитов . . . . . 23–25
6. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, кварцевые, тонкоплитчатые, с линзочками и примазками аргиллитов. В средней части прослои серых алевролитов и аргиллитов . . . . . 50–55
7. Алевролиты вишнево-красные, тонкоровнослонстые, иногда слабоизвестковистые, с редкими линзочками глинистых известняков (до 2–4 мм) и более обычных мелкозернистых песчаников, сконцентрированных у основания пачки . . . . . 60–65
8. Аргиллиты и более редкие алевролиты голубовато-серые, тонкоплитчатые, слабоизвестковистые . . . . . 30–35
9. Алевролиты темно-серые и серые, тонкоплитчатые, чередующиеся с редкими тонкими прослоями серых алевролитов и более мощными (до 0,5–0,6 м) пластинами песчаников . . . . . 250–270

Несмотря на относительно более грубый состав тоттинских отложений на западном крыле Горностахской антиклинали, здесь легко выделяются аналоги ряда литостратиграфических единиц, описанных на восточном крыле (рис. 26). При этом обнаруживается, что мощности литологически подобных тел в сравниваемых разрезах резко раз-

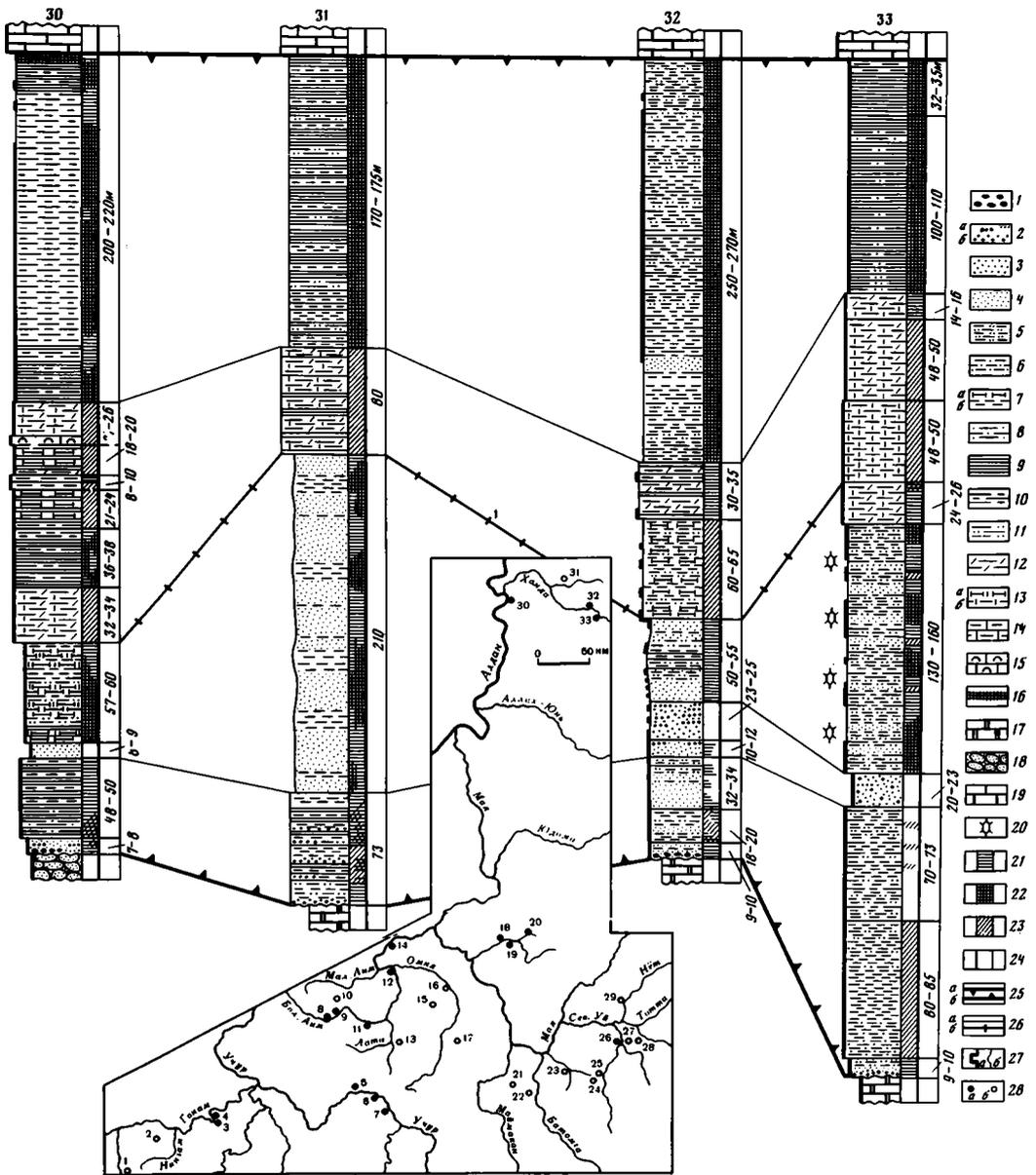


Рис. 26. Сопоставление разрезов тоттинской свиты северной части Юдомо-Майского прогиба и расположение описанных разрезов

Географическую привязку изображенных разрезов см. на врезке

1 – конгломераты; 2 – линзы (а) и пласты (б) гравелитов; 3, 4 – песчаники: 3 – средне- и крупнозернистые, 4 – мелкозернистые; 5 – переслаивание песчаников и алевролитов; 6 – алевролиты с линзами и (или) отдельными прослоями песчаников; 7 – алевролиты известковые (а) и бескарбонатные (б); 8 – переслаивание алевролитов и аргиллитов; 9 – аргиллиты; 10 – алевролиты и аргиллиты; 11 – переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников; 12 – известковые аргиллиты; 13 – переслаивание алевролитов (а) и известковых аргиллитов (б) с известняками; 14, 15 – известняки: 14 – глинистые, 15 – строматолитовые; 16 – кремнисто-железистый горизонт; 17–19 – подстилающие и перекрывающие отложения: 17 – светлинская, 18 – талынская, 19 – малгинская свиты; 20 – трещины усыхания; 21–24 – преобладающий цвет пород: 21 – зеленовато-серый, светло-серый, 22 – темно-серый, черный, 23 – красный, 24 – очень светло-серый, белый; 25 – верхняя (а) и нижняя (б) границы тоттинской свиты; 26 – границы пачек (а), бикской и мускульской подсвит (б); 27 – интервалы разреза, описанные по коренным обнажениям (а), по высыпкам

личны. В полной мере это относится к бикской и мускельской подсвитах: первая из подсвит от руч. Светлого к устью р. Дим убывает в мощности от 330–370 до 140–160 м, а вторая возрастает от 230–250 до 340–370 м, что ведет к изменению соотношения их мощностей от 1 : 0,7 в светлинском разрезе до 1 : 1,5 в димском. Ясно, что такая картина может быть объяснена только диахронным характером границы названных подсвит. Примечательно, что рассмотренные изменения не сопровождаются сколько-нибудь существенным преобразованием минерального состава песчаников и алевролитов: он остается очень близким к описанному в южной части Юдомо-Майского прогиба.

Далее к западу, на хребте Эбейке-Хаята, аналоги рассматриваемых отложений лежат несогласно на разных горизонтах талынской и светлинской свит и, по данным А.И. Горбунова [1979], разделяются на четыре толщи общей мощностью 540 м. Две нижние из них считаются бикскими, а две верхние – мускельскими: 1) зеленовато-серые и вишневые аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями гравелитов (73 м); 2) серые и зеленовато-серые мелкозернистые кварцевые и полимиктовые песчаники с пачками алевролитов (210 м); 3) красноцветные тонкослоистые аргиллиты, мергели, известняки (80 м); 4) черные и темно-серые аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями песчаников (170–175 м). Эбейке-хаятинский разрез отличается от димского увеличением доли мускельских отложений в общем сложении свиты, появлением известняков и замещением относительно грубых терригенных пород более тонкими. Далее к западу, на Кыллахской гряде, такое замещение выражено еще ярче. Лучший разрез свиты здесь вскрыт по правому берегу Алдана ниже устья руч. Дьиз-Аппа, где она залегает на талыньских песчаниках. Средние горизонты свиты тут сдвоены по положому надвигу, плоскость которого почти совпадает с плоскостью залегания пород. С учетом этого нарушения установлена следующая последовательность тоттинских толщ:

Мощность, м

1. Песчаники зеленовато-серые и сиреневые, преимущественно средне- и мелкозернистые, послонно обогащенные более грубым материалом, полевошпат-кварцевые, со значительным количеством глауконита. В нижней части – прослой и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов с гальками до 1 см кварца, черных кремней и красных полевошпат-кварцевых песчаников . . . . . 7–8
2. Аргиллиты зеленовато-серые, а в нижней части и красные, листоватые, с тонкими прослоями светлых мелкозернистых глауконитовых песчаников внизу и алевролитов вверху . . . . . 48–50
3. Песчаники серые, мелкозернистые, косослоистые, полевошпат-кварцевые с глауконитом, слабоизвестковистые . . . . . 8–9
4. Алевролиты темно-серые, в верхней части зеленовато-серые, тонкоплитчатые до листоватых, слабоизвестковистые, содержащие тонкие (2–5 см) прослой серых тонкозернистых известняков, редкие линзы (до 5 см) темных, иногда ожелезненных песчаников, а у основания и горизонты черных аргиллитов . . . . . 57–60
5. Известковистые аргиллиты и мергели вишнево- либо кирпично-красные, тонкоплитчатые, тонкослоистые, с прослоями и линзами (до 25 см) светло-серых и красноватых микрозернистых

и развалам (б) (только в разрезах, изученных авторами). На врезке: 28 – расположение описанных разрезов тоттинской свиты, изученных авторами (а) и другими геологами (б)

Разрезы (см. врезку): 1 – р. Алтан-Чайдах [Язков и др., 1968]; 2 – водораздел ручьев Буголы и Амнуначи [Язков и др., 1968]; 3, 4 – р. Гонам: 3 – в 6 км к северо-западу от устья р. Холболоох (высота 1356 м), 4 – в 8 км выше устья р. Боролгон (высота 1228 м); 5 – р. Часовия Учурская; 6, 7 – р. Учур: 6 – против устья р. Малый Береякан, 7 – в 3,5 км ниже устья р. Сайан; 8–12 – р. Большой Аим: 8 – против устья р. Ярмарка Хапчана, 9 – у устья руч. Галстуктаах, 10 – руч. Киенг-Юрях (по данным Е.Г. Жуковой), 11 – 1,9–3 км выше устья р. Дьизмкийе, 12 – в 9 км выше устья р. Омни; 13 – правобережье р. Латы (по данным Н.С. Шпак); 14 – р. Аим ниже устья р. Чыян; 15 – р. Айыкан; 16 – среднее течение р. Омни; 17 – р. Кондер (15–17 – по данным Н.С. Шпак); 18 – р. Ингили у устья руч. Аян-Колях; 19 – руч. Дрин-Урэх; 20 – р. Утанак; 21, 22 – междуречье Маймакана и Батомги: 21 – кондерская подсвита, 22 – омнинская подсвита; 23 – левобережье р. Игникан (21–23 – по данным С.М. Калимулина); 24 – верховья р. Большой Майль (по данным А.А. Ельянова); 25 – р. Малая Кира (по данным А.Л. Ставцева); 26 – левобережье р. Челасин против пос. Тотта; 27 – р. Неликан; 28 – левобережье р. Биринджа (27, 28 – по данным С.М. Калимулина); 29 – руч. Нерундакан (по данным А.А. Ельянова); 30 – р. Алдан у устья руч. Дьиз-Аппа; 31 – хребет Эбейки-Хаята [Горбунов, 1979]; 32 – правобережье р. Ханды (Белой) ниже устья р. Дим; 33 – руч. Светлый и прилегающая часть долины р. Ханды (Белой)

- известняков, по тончайшим полоскам обогащенных глинистой и (или) алевритовой примесью. С этими прослоями тесно ассоциируют эндокластические конгломерато-брекчии, состоящие из плоских обломков известняков, сцементированных перекристаллизованным глауконитовым известняком, имеющим сферолитовую структуру . . . . . 32–34
6. Аргиллиты серовато-зеленые и темно-серые, с тонкими прослоями сходных алевролитов . . . 36–38
7. Аргиллиты кирпично-красные, листоватые, в нижней части с отдельными линзочками, а выше с более частыми и толстыми (до 3 см) прослоями известковистых алевролитов . . . . . 21–24
8. Известняки глинистые, тонко- и микрзернистые, в нижних двух третях толстоплитчатые, красноцветные, выше зеленовато-серые, тонкоплитчатые, чередующиеся с аналогичными по окраске известковистыми аргиллитами. В нижней части – редкие пласты и линзы (до 0,3 м) известняковых конгломерато-брекчий . . . . . 8–10
9. Аргиллиты, как в слое 7 . . . . . 18–20
10. Известковистые аргиллиты, мергели и известняки, как в слое 5. В основании – пласт (0,3–0,5 м) строматолитовых известняков. Количество аргиллитов вверх растет . . . . . 24–26
11. Алевролиты и алевритистые аргиллиты серые и зеленовато-серые, тонкоплитчатые, слабоизвестковистые, в нижней части глауконитовые, переслаивающиеся с серыми аргиллитами, которые преобладают у основания и у кровли толщи . . . . . 200–220

Описанные отложения общей мощностью 460–500 м согласно перекрыты малгинской свитой. Они отличаются прежде всего повышенной ролью аргиллитов в нижней части, значительным количеством известняков в средней и появлением среди них строматолитов. По основанию строматолитсодержащей пачки разреза (слой 10) некоторые геологи проводят границу тоттинской и малгинской свит [Кренделев, Лучко, 1968; Комар, 1973; Шаповалова, 1974; Ян Жин-шин, 1970б; Давыдов, 1975; Шаповалов, Крылов, 1978]. Хотя слагающие ее известняки действительно похожи на некоторые разновидности малгинских пород, с отнесением их к малгинской свите согласиться нельзя. Во-первых, точно такие же известняки присутствуют и ниже по кылахскому разрезу (слои 5, 8). Во-вторых, и это главное, выше слоя 10 залегает мощная (около 200 м) толща темноцветных аргиллитов и алевролитов, которая со всех точек зрения является тоттинской.

Строматолиты кылахского разреза свиты, собранные в слое 10, представлены *Arpia tropicalis* Schap. (обр. 3891/122Б, 4470/262), гладкими прямостволчатыми постройками с той же микроструктурой и *Compactocollenia tchajensis* Dol. (обр. 3891/122В). Указание Вл.А. Комара [1973] на наличие здесь строматолитов с микроструктурой, характерной для *Inzeria tjomusi* Kryl., превратившееся просто в ссылку на находку данного таксона [Келлер, 1973а], не подтвердилось на коллоквиуме по строматолитам [Решение..., 1975].

Используя обычные критерии деления бикских и мускельских отложений, их границу в кылахском разрезе нужно проводить по основанию слоя 5. Отсеченные этой границей мощности бикских и мускельских отложений относятся как 1 : 3 и демонстрируют дальнейшее развитие той диспропорции в их изменениях, о которой говорилось выше. Общий тонкообломочный состав тоттинской свиты на Кылахском хребте легко объясняет раздвиг мускельской ее части и лишний раз подтверждает диахронный характер бикско-мускельской границы (см. рис. 26).

Особенностями тоттинских песчаников и алевролитов кылахского разреза являются их обогащение глауконитом, несколько более широкое развитие полевых шпатов, чем в бассейне р. Белой, и появление порового и даже базального известкового цемента. Следует отметить, что некоторые исследователи рассматривали только что описанные отложения Кылахской гряды как устькирбинские, а подстилающие их талынские песчаники как кандыкские [Башарин, 1967; Неволин и др., 1978]. Объясняется это ошибочной трактовкой структуры Кылахской гряды как простой моноклинали. Между тем здесь прекрасно видно, что описанные отложения залегают в аллохтоне и над устьем руч. Дьиз-Аппа на правом склоне долины Алдаи согласно перекрываются малгинской свитой (см. рис. 2).

Таким образом, тоттинская свита представляет собой изменчивый комплекс терригенных осадков, в котором снизу вверх во многих разрезах происходит смена преобла-

дающих относительно грубых пород преимущественно более тонкими, местами содержащими известняки. Стратиграфический уровень такой смены в разных районах различен. В южной части региона главная масса песчаников в нижней части свиты появляется вблизи Омнинского поднятия и по мере приближения к нему захватывает все больший стратиграфический объем, а присутствующие на востоке в верхней части свиты известняки, карбонатные аргиллиты и красноцветные породы выклиниваются. Это сопровождается появлением среди господствующих кварцевых песчаников полевошпат-кварцевых разностей, некоторым увеличением их грубости и обогащением глауконитом. Мощность свиты в южных районах убывает от 900—1000 м в восточной части Юдомо-Майского прогиба до 600—700 м у его западного борта и на южном крыле Майской впадины, до 450—500 м в центральной части последней и до 400—450 м на Омнинском поднятии. Северные разрезы отличаются от южных общим более тонким гранулометрическим составом, а также повышенным содержанием известняков, карбонатных аргиллитов и красноцветов, причем все эти качества наиболее ярко выражены здесь в крайних западных участках развития свиты. Ее мощность тут в общем убывает с востока на запад примерно от 600 до 460—500 м.

Все литостратиграфические единицы, выделяющиеся в тоттинской свите на отдельных участках ее развития, имеют резко диахронные границы, которые не всегда уверенно прослеживаются даже в какой-либо одной зоне. Сказанное в полной мере относится к кондерской, омнинской, бикской и мускельской подсвитам. Но даже если и отвлечься от этого факта, то никак нельзя согласиться с обычно принимаемыми корреляциями кондерских отложений с бикскими, а омнинских — с мускельскими, ибо разграничение тех и других проводится по разным критериям. Разделение кондерских и омнинских отложений опирается на изменение гранулометрического состава пород, а отделение мускельских от бикских — на смену темноцветных осадков красноцветными. И хотя бикские отложения обычно представлены относительно более грубыми породами, верхняя граница последних в общем случае не совпадает с уровнем появления красноцветов.

Достаточно вспомнить толщу серых аргиллитов, подстилающую мускельские красные породы по руч. Светлому (24—26 м) и на Кыллахском хребте (57—60 м), которые всегда рассматривались как члены бикских отложений. Из всего сказанного следует, что описанные отложения в различных участках их выходов сейчас не удастся подразделить на адекватные стратиграфические единицы. В региональном масштабе тоттинская свита в целом выступает как наиболее дробное подразделение нижней части керпильской серии.

#### *Малгинская свита*

Малгинская свита, выделенная В.А. Ярмолюком в 1941 г. [Ярмолюк, 1946], согласно сменяет тоттинскую. Она представлена пестроцветными тонкоплитчатыми известняками, которые в верхней части переходят в сероцветные, в той или иной мере битуминозные известняки и более редкие доломиты, местами содержащие прослои сильно битуминозных горючих разностей. В скалах Малгина на р. Мае в них содержатся включения капельно-жидкой нефти. В современном срезе малгинские отложения распространены значительно уже тоттинских, будучи к западу от Майской впадины уничтожены предъюдомским размывом (см. рис. 44). Сравнительно узкие полосы выходов рассматриваемых толщ наблюдаются на западном и южном крыльях упомянутой впадины, на Ингилийском массиве, на отдельных отрезках Нельканского шва (между р. Юдомой и верховьями р. Улак, на Кыллахском и Эбейкехятинском хребтах), в пределах структур, осложняющих южное окончание Юдомо-Майской зоны, и на крыльях Нётского и Горностахского поднятий. По берегам рек малгинские отложения обычно образуют живописные скалы, в которых нередко вскрывается полный разрез свиты. На водораздельных пространствах она наблюдается в виде высыпок и отдельных обнажений. Лучшие разрезы вскрыты по долине р. Май и в низовьях р. Аим, в среднем течении р. Ингили и в среднем течении р. Белой.

Постепенный переход от тоттинских отложений к малгинским наиболее четко выражен в восточной части Юдомо-Майского прогиба. Здесь у кровли тоттинской свиты ее темные аргиллиты становятся известковистыми, более светлыми, и среди них появляются тонкие (2–5 см) прослойки серых и розовых известняков, количество которых быстро растет вверх.

В интервале 3–4 м по мощности они вытесняют темные тоттинские аргиллиты и, приобретая более яркую красную окраску, сливаются в сплошную карбонатную толщу, начинающую собой малгинскую свиту. В западной части прогиба, в Нельканской зоне и в Майской впадине нижняя граница свиты нами условно совмещается с кровлей описанного ранее маломощного (обычно 2–2,5 м) кремнисто-железистого горизонта, в верхней части которого появляются прослойки известняков. Иногда этот горизонт рассматривается как первый член малгинской свиты, хотя преобладающие в нем породы не характерны для нее.

Малгинская свита получила свое название по скалам Малгина, расположенным по р. Мае ниже устья р. Ингили. Однако в этих скалах, сложенных преимущественно ципандинскими доломитами, хорошо обнажены лишь самые верхние горизонты описываемой свиты. Ближайший полный ее разрез вскрыт в 10 км к западу, в скалах Талах-Хайа на р. Мае. Он рассматривается нами как типовой. В западном конце скал на кремнисто-железистом горизонте залегают:

	Мощность, м
1. Известняки буровато-красные, реже грязно-зеленые, микро- и тонкозернистые, по многочисленным стилолитами глинистым примазкам делящиеся на неровные плитки в 5–7 см. Линзы (до 20 см) эндокластических конгломерато-брекчий . . . . .	4–4,5
2. Известняки, сходные с нижележащими, но отличающиеся преимущественно зеленой окраской, ровной тонкой полосчатостью и появлением водорослево-слоистых разностей . . . . .	. . . . . 7
3. Известняки преимущественно красноцветные, мелкозернистые, фарфоровидные, тонкоплитчатые, с неровной полосчатостью за счет чередования линз и прослоев (2–5 мм, реже первые сантиметры), окрашенных в разные оттенки красного, а иногда и зеленого цвета. В нижних 5 м пачки – многочисленные линзы и невыдержанные пласты (до 30 см) эндокластических конгломерато-брекчий . . . . .	9–10
4. Известняки, подобные слагающим слой 3, но окрашенные в бледные оттенки зеленого и палевого цветов . . . . .	.45–50
5. Сходные, но серые известняки с тонкими (2–5 мм) волнистыми прослойками водорослево-слоистых разностей . . . . .	4–5
6. Известняки темно-коричневые до черных, мелко- и среднезернистые, битуминозные, относительно губкоплитчатых до листоватых, с тонкими прослоями известковистых битуминозных сланцев и с линзами сахаровидных битуминозных известняков . . . . .	7–8
7. Известняки, аналогичные описанным в слое 5 . . . . .	5–6
8. Те же известняки с прослоями (5–10 см) темных битуминозных известняков и известковистых битуминозных сланцев. У основания – горизонт (0,8–1 м) темно-коричневых пятнисто перекристаллизованных глинистых тонкослоистых известняков, содержащих известковые конкреции диаметром до 5–6 см . . . . .	5–5,5
9. Известняки темно-коричневые, аналогичные описанным в слое 6, с подчиненными прослоями (5–10 см) битуминозных глинисто-известковых сланцев, содержащих известковые конкреции. В нижней части и у кровли – прослой (10–30 см) светлых коричневато-серых пелитоморфных известняков . . . . .	.4,8
10. Доломиты светлые, коричневато-серые и серые, мелкозернистые, внешне сходные с известняками подстилающего слоя, содержащие тонкие (1–2 см) прослой грязно-серых листоватых глинистых доломитов . . . . .	. . . . . 2

Суммарная мощность приведенного разреза 95–100 м. Выше залегает однородная толща светло-серых ципандинских доломитов. Слой 10 является переходным между свитами и отнесен к нижней из них условно. Описанные отложения в общем виде распадутся на три толщи. Первая из них (слои 1–3) отличается господством пестроцветных (красных и зеленых) пород; вторая (слои 4,5), далее условно называемая палевой, характеризуется в целом более бледными, пастельными тонами, а третья (слои 6–10) выступает как самый темный член разреза. Границы этих толщ и составляющих их пачек в достаточной мере условны из-за очень постепенной смены окраски, которая не всегда совпадает со слоистостью, а иногда распределяется пятнами,

и латеральной изменчивости таких признаков, как характер плитчатой отдельности, слоистости и т.п.

Породы нижней части свиты (пестроцветной и палевой ее толщ) как в только что описанном, так и в других разрезах Майской впадины сложены фарфоровидными известняками и слабодолмитистыми известняками, которые обычно содержат заметное количество глинистой примеси. Количество нерастворимого остатка, представленного почти исключительно глинистой фракцией, в известняках, по данным 47 анализов, в среднем составляет 12,14%, в доломитистых известняках — 11,25% (доломита соответственно 2,82 и 8,49%); реже встречаются известняки, содержащие всего 5–6% нерастворимого остатка [Потапов и др., 1975]. Глинистое, а в красноцветных известняках и тонкодисперсное железистое вещество может более или менее равномерно насыщать очень однородную микро- либо микро-тонкозернистую ткань породы, а может концентрироваться в отдельных очень тонких (менее 1–1,5 мм) протяженных или прерывистых и даже расщепляющихся прослоечках. Первый тип распределения более обычен для интенсивно окрашенных красноцветных разностей известняков, тяготеющих к нижней части свиты.

Все рассматриваемые породы обладают то выдержанной, то линзовидной тонкой слоистостью, которая подчеркивается вариациями окраски и (или) распределением глинистого материала. В зависимости от характера слоистости, количества глинистых примазок и стилолитов известняки являются то ровнотонкоплитчатыми, то неровноплитчатыми, комковатыми или узловатыми. Последняя разновидность наиболее обычна в нижней части свиты.

Среди рассмотренных известняков выделяются породы с тонкой горизонтальной или очень слабо волнистой четкой мелколинзоватой слоистостью. Она определяется присутствием коротких (2–5 мм) и тонких (0,1–0,5 мм), вытянутых по слоистости линз или тупоконечных отрезков мелкозернистого, в шлифах относительно темного карбоната, неравномерно распределенных в более светлом, несколько более зернистом матриксе. Эта текстура была описана Вл.А. Комаром и М.А. Семихатовым как строматолит *Malginella malgica* Kom. et Semikh. [Комар и др., 1970]. Хотя генетическая ее связь с водорослями кажется несомненной, в данном случае мы не имеем морфологически выраженных построек, являющихся обязательным признаком любых строматолитов. Поэтому породы с текстурой *Malg. malgica*, видимо, правильнее называть не собственно строматолитовыми, а водорослево-слоистыми известняками. Данный термин является производным от англоязычного термина *Cryptalgalaminates* [Aitken, 1967], получившего широкое распространение в зарубежной литературе. Такие известняки образуют среди прочих малгинских пород протяженные слои толщиной от 2–5 до 8–10 см и в отдельных пачках составляют до 50–70% их объема.

Важную разновидность малгинских пестроцветных пород представляют плоскогалечные эндокластические конгломерато-брекчии (рис. 27). Они состоят из плоских, почти неокатанных или слабо окатанных обломков описанных выше известняков, скрепленных более светлым мелкозернистым известняком. Последний нередко перекристаллизован в агрегат идиоморфных крупных зерен кальцита и ведет себя агрессивно по отношению к обломкам. Размеры обломков варьируют в очень широких пределах: наиболее мелкие фрагменты измеряются миллиметрами, а самые крупные достигают 15–20 см в длину и 1,5–2,5 см в толщину. Эти конгломерато-брекчии слагают выклинивающиеся пласты и более частые линзы, которые по простирацию либо постепенно утоняются и исчезают, либо слепо утыкаются в слоистые известняки. Обломки у основания таких пластов и линз залегают параллельно слоистости вмещающих пород, а выше, как правило, ориентируются к ней все более и более круто.

Для верхней, темноцветной толщи малгинской свиты наиболее характерны темно-коричневые и черные, в различной мере битуминозные мелко- и среднезернистые известняки, а также битуминозные известковистые и глинисто-известковистые либо глинисто-доломитистые сланцы (до 50% нерастворимого остатка), известные в литературе как "горючие сланцы" за их способность гореть в костре темным коптящим пламе-

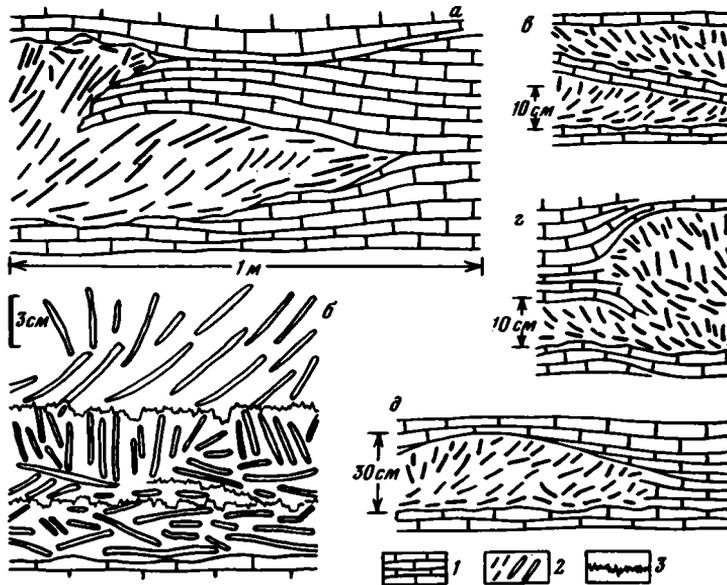


Рис. 27. Эндокластиты малгинской свиты

Зарисовки обнажений: а, б — правый берег р. Ман выше руч. Хаахар, в, г — левый берег р. Аим ниже руч. Аартык, д — скалы Таллах-Хайа

1 — тонкоплитчатые микрозернистые известняки; 2 — обломки тех же известняков в тонко-мелкозернистом известняковом матриксе; 3 — стилолиты

нем. Согласно Ю.В. Давыдову [1975], их тонкослоистая текстура обусловлена чередованием тонких (0,01–0,04 мм) прослоев полупрозрачного, темно-бурого в шлифах органического вещества и более толстых (до 0,15 мм) прослоев глинисто-карбонатного состава, обогащенных непрозрачным органическим веществом. Оно же в заметных количествах наблюдается и в зернистых известняках, где концентрируется между зернами кальцита. Забегая несколько вперед, отметим, что в ряде разрезов битуминозной толщи описанные известковые породы замещаются внешне неотличимыми известково-доломитовыми и доломитовыми.

Содержание рассеянного органического вещества в породах верхней, темноцветной толщи в среднем 0,47% против против 0,03% в нижележащей части свиты. Содержание некарбонатного углерода ( $C_{нк}$ ) в известняках верхней толщи колеблется от 0,16 до 20,68% при среднем по 70 анализам 7,38%. Для сланцев соответствующие значения равны 0,05–26,00 и 8,77% (данные 8 анализов), тогда как в пестроцветных породах максимальное содержание  $C_{нк}$  всего 1,63%, а обычно составляет лишь десятые доли процента [Галушко и др., 1975; Потапов и др., 1975; Литология..., 1980].

Типичными образованиями битуминозной толщи являются линзовидные стяжения и конкреции известкового (в известняках) или доломитового (в доломитах) состава. Наиболее часто они приурочены к прослоям листоватых пород. В скалах Малгина, где рассматриваемая толща обнажается у уреза воды, можно видеть все морфологические переходы от нормальных линз к линзовидным стяжениям прихотливой формы и, наконец, к четко обособленным желвакам, высота которых нередко превышает их ширину. Слоистость вмещающих пород обычно обтекает желваки, подчеркивая их диагенетическую породу. Все сказанное не позволяет согласиться с Ю.В. Давыдовым [1975], считающим эти желваки обломочными образованиями. Слагающие их породы, как правило, отличаются от вмещающих большей перекристаллизацией и битуминозностью.

Общий тип строения малгинской свиты сохраняется на всей территории Учуро-Майского региона, но количественные соотношения слагающих ее пород быстро ме-

няются. Так, уже в 1,2–1,5 км к востоку от стратотипа, в верхнем по течению конце скал Талах-Хайя, происходит перераспределение мощностей отдельных пачек, варьируют количественные соотношения темных и светлых, плитчатых и листоватых пород в битуминозной толще, сокращается количество водорослево-слоистых известняков в палеовой и конгломерато-брекчий в пестроцветной (рис. 28, вкл.). На более широкой площади масштаб этих изменений, естественно, возрастает.

В крайних северо-западных разрезах, в скалах Селия на Мае и в среднем течении р. Аим, трехчленное строение свиты сохраняется, но в пестроцветной толще в бассейне Аима практически исчезает красная окраска и появляется линза строматолитовых доломитов, сложенная столбчатыми постройками. В битуминозной толще известняки в значительной мере замещаются здесь доломитами. Нижние 14–15 м этой толщи в скалах Селия представлены чередованием черных мелкозернистых битуминозных доломитов с присутствующими в переменных количествах листоватыми глинистыми их разностями, тогда как верхние 12–13 м сложены переслаивающимися через 2–10 см битуминозными темными доломитами, голубовато-серыми и серыми известняками, а в нижней части — и битуминозными глинисто-доломитовыми сланцами. Количество известняков нарастает вверх по разрезу, и в верхних 1,5–1,7 м пачки они очень часто переслаиваются со светлыми доломитами ципандинского облика. Более высокая степень перекристаллизации доломитов битуминозной толщи по сравнению с известняками и наблюдаемые латеральные соотношения доломитов и известняков свидетельствуют о существовании вторичной доломитизации верхнемалгинских пород [Давыдов, 1973]. Еще яснее это можно видеть в скалах Малгина (см. ниже). Однако случаи тонкого переслаивания известняков и доломитов внутри битуминозной толщи показывают, что по крайней мере часть малгинских доломитов является первичной. Так или иначе, но доломиты, будучи широко развитыми в отдельных разрезах битуминозной толщи, оказываются не выдержанными в ней по площади и исчезают как к юго-востоку, так и к северо-западу от скал Селия (соответственно в скалах Арыблаах по р. Мае и по р. Аим в 1,5 км ниже устья руч. Аартык, см. рис. 28).

В районе устья руч. Аартык битуминозная толща в одном из пересечений, судя по высыпкам, имеет мощность более 28–30 м. В то же время в соседнем пересечении, отстоящем от предыдущего на 60–65 м, крупный выход желтовато-серых грубоплитчатых сахаровидных доломитов обнаружен среди четвертичных отложений всего в 12 м по мощности от подошвы битуминозной толщи. От обнажающихся значительно выше по склону собственно ципандинских пород эти доломиты отличаются несколько большей степенью перекристаллизации. Примерно на том же или чуть более высоком уровне появляются первые выходы доломитов и над устьем руч. Аартык. Хотя нельзя исключить возможность того, что эти выходы относятся к оползшим блокам ципандинских пород, более вероятным кажется появление доломитов в результате вторичной доломитизации, секущей напластование малгинских пород. Безусловные доказательства наличия такого процесса приведены ниже (см. стр. 101).

Завершая характеристику малгинских отложений северо-западной части Майской впадины, следует остановиться на уникальном для данной свиты появлении столбчатых строматолитов. Они найдены на левом берегу р. Аим непосредственно ниже устья руч. Аартык, где приурочены к нижней разрушенной части крупного оползшего блока малгинских пород. Глыбы со строматолитами образуют шлейф, который протягивается от уреза воды до высоты 23 м, а по простиранию прослеживается на 18–20 м. В расположенных выше скалах, от которых оторвался упомянутый блок, столбчатые строматолиты не встречены. Вероятно, они слагали изолированную линзу протяженностью в несколько метров, которая располагалась вблизи основания нижней толщи свиты. Ее мощность, судя по максимальной толщине строматолитовых глыб, не превышает 45–50 см. Строматолиты представлены новыми куссиеллидами (обр. 86, 86А–Г, коллекция 4461).

К югу и юго-востоку от описанных разрезов строение свиты на некотором протяжении в общем сохраняется. Для характеристики битуминозной толщи приведем описа-

ние лучшего ее разреза, вскрытого в скалах Малгина. Здесь в составе толщи, имеющей мощность 28–30 м, выделяются три пачки.

Нижняя (8–8,5 м) сложена зеленовато-серыми и серыми слабобитуминозными мелкозернистыми доломитами, которые неравномерно чередуются с тонкими (от 0,5 до 8 см) прослоями темно-серых тонкослоистых доломитов, издающих сильный запах битума при ударе, и черных битуминозных листоватых глинистых доломитов ("горючих сланцев"). Количественные соотношения перечисленных пород изменчивы по разрезу, а через 250–300 м по простирацию они замещаются внешне сходными известняками. К сожалению, непосредственный ход этого замещения проследить не удастся, так как малгинские породы в рассматриваемом разрезе разбиты серией мелких сбросов и выходы доломитов и известняков нижней пачки приурочены к разным блокам. Подобные замещения наблюдаются здесь и у кровли палеовой толщи (см. рис. 28).

Во второй пачке (5–6 м) битуминозной толщи преобладают темные битуминозные известковистые и глинисто-известковистые сланцы, дающие пласты от 0,1 до 1 м, которые чередуются с прослоями (2–5 см) слабобитуминозных известняков. В листоватых породах неравномерно распределены линзы черных мелкозернистых известняков, которые обычно составляют около 10% объема пластов, но на отдельных участках практически полностью вытесняют другие породы. В 1,2–1,8 м от основания пачки прослеживается маркирующий пласт (40–43 см) мелко- и среднезернистых синевато-серых известняков и замещающих их по латерали доломитов. Над этим пластом наблюдаются многочисленные линзы и желваки прихотливой формы, которые сложены темно-серыми полосчатыми сильнобитуминозными известняками и концентрируются в нечетко обособленные горизонты.

Третью пачку (14–16 м) слагают серые и темно-серые слабобитуминозные тонко- и мелкозернистые плитчатые известняки, которые содержат многочисленные прослои (1–12 см) темно-серых "горючих сланцев", заключающих линзы черных известняков. По простирацию описанные породы замещаются внешне сходными более темными породами доломитового состава и по четкой границе перекрываются светлыми доломитами ципандинской свиты.

Непосредственно к западу от скал Малгина, в бассейне р. Алдыкан, судя по данным Н.С. Шлак и А.С. Суриковой, в строении свиты происходят важные изменения. Выше пестроцветной (46–48 м) и палеовой (24 м) толщ здесь залегает 24-метровая пачка серых мелкозернистых тонкослоистых известняков, затем 14 м желтовато-серых мелкозернистых тонко- и толсто плитчатых доломитов, а в кровле свиты – метровый пласт черных битуминозных известняков. Таким образом, при сохранении общей мощности свиты, близкой к наблюдаемой в скалах Талах-Хайа, в бассейне р. Алдыкан происходит более чем двукратное увеличение мощности пестроцветной толщи и практически полное выклинивание битуминозной.

К югу и востоку от скал Малгина битуминозная толща также отсутствует. Свита состоит здесь из нижней, преимущественно красноцветной толщи и очень постепенно сменяющей ее палеовой (см. рис. 28), и лишь местами (район устья руч. Серга, окрестности пос. Ципанда) в ее кровле появляется 1–2-метровый горизонт черных битуминозных известняков. Вне зависимости от его появления или исчезновения малгинская и вышележащая ципандинская свиты связаны постепенными переходами. Следовательно, исчезновение битуминозной толщи в центральных и южных районах Майской впадины объясняется не размывом, как это иногда считают [Нужнов, 1967], а фациальным замещением.

Лучший разрез малгинской свиты в названных частях Майской впадины расположен на правом берегу Май у устья руч. Хаахар. Над железисто-кремнистым горизонтом тоттинской свиты после небольшого (2–3 м) перерыва в обнажении здесь залегают:

Мощность, м

1. Известняки кирпично-красные, микро- и тонкозернистые, фарфоровидные, расслоенные по глинистым примазкам на тонкие плитки. Редкие линзы эндокластических конгломерато-брекчий . . . . . 18–20 (видимая)

2. Подобные, но зеленовато-серые известняки . . . . . 2
3. Известняки, аналогичные описанным в слое 1, в средней части с многочисленными линзами (до 30–40 м толщиной) конгломерато-брекчий . . . . . 28–30
4. Известняки светлой палево- и зеленовато-серой окраски (у основания есть красные пятна и полосы), тонкополосчатые, отличающиеся от подстилающих не только цветом, но и отсутствием глинистых прослоев и несколько более толстой плитчатостью . . . . . 14–15
5. Известняки и доломитовые известняки палево-серые, тонкозернистые, тонкополосчатые . . . 6–7
6. Те же известняки с прослоями светло-серых доломитов, количество которых возрастает вверх, отражая постепенный переход к ципандинской свите . . . . . 1–2

Суммарная мощность малгинской свиты в приведенном разрезе 70–75 м. Однако всего в 4 км ниже по Мае она уменьшается до 55–60 м, главным образом за счет сокращения второй красноцветной пачки (см. рис. 28). Характерно, что одновременно с этим из состава пачки исчезают конгломерато-брекчии. По данным С.М. Калимулина, сходное строение свиты наблюдается несколько юго-восточнее, в бассейнах ручьев Правый и Левый Урен, а также в 25 км юго-западнее, на левобережье Маи в низовьях р. Правый Кerpьль. Ее мощность здесь составляет соответственно 80 и 66 м, а далее на запад, в верховьях р. Левый Кerpьль, сокращается до 40–50 м одновременно с приобретением всем разрезом преимущественно красной окраски [Нужнов, 1967].

Данные по малгинской свите в окрестностях устья р. Хаахар показывают возможность резких изменений ее мощности на коротких расстояниях. Второй пример таких изменений можно наблюдать по р. Мае у устьев ручьев Эмелюкээн и Серга. В первом из этих участков мощность свиты составляет только 48–55 м, из которых нижние 28–30 м приходятся на красноцветные известняки, а верхние 20–25 м – на розовые, палево- и зеленовато-серые. Всего в 13 км к юго-востоку, у устья руч. Серга, красноцветная толща возрастает в мощности, а вся свита – достигает 90–100 м. Как уже отмечалось, в кровле этого разреза появляется небольшой (1–1,5 м) горизонт темных битуминозных доломитизированных известняков. Лучше всего он обнажен на правом берегу Маи в 5 км выше устья р. Серга. Подобный горизонт (1,5–2 м) сохраняется в кровле малгинских отложений и на правобережье р. Омни выше устья руч. Нижний Бурундучан. Нижележащая часть свиты, имеющей здесь мощность 95–100 м, по данным Н.С. Шпака, представлена пестроцветными (в основном вишневыми) известняками.

Из сказанного следует, что в центральном и южном сегментах западного крыла Майской впадины мощности малгинской свиты изменчивы и в целом ниже, чем в северном. Еще более сокращенные разрезы свиты наблюдаются в центральной части впадины. В среднем течении р. Ингили у устья руч. Аян-Колях свиту слагают обычные для нее тонкоплитчатые, преимущественно микрозернистые известняки, согласно налегающие на железисто-кремнистый горизонт. В нижних 11 м они окрашены в вишнево-красные и розовато-серые тона и содержат прослои водорослево-слоистых разностей. В вышележащей пачке (12–13 м) во всевозрастающем количестве появляются зеленовато-серые и палево- и розовые, а в третьей пачке (12–13 м) доминируют палево-, голубовато- и зеленовато-серые известняки. Разрез свиты венчается пакетом (0,6–0,8 м) светло-серых тонкоплитчатых доломитистых известняков, подстилающих ципандинские доломиты. Таким образом, суммарная мощность малгинской свиты у устья руч. Аян-Колях не превышает 35–37 м. В 10–12 км восточнее, в истоках р. Дрин-Урэх, вскрывается аналогично построенный ее разрез мощностью 45–48 м.

Небольшими мощностями малгинские отложения обладают и к северу от р. Ингили, по р. Большая Лаханда, где они вскрыты скважиной, пробуренной в 1940 г. Существуют два варианта разбивки ее разреза. Согласно традиционному варианту к малгинской свите здесь относится только 9-метровая пачка пестрых тонкослоистых известняков, налегающая на тоттинские аргиллиты [Ярмолюк, 1946; Нужнов, Ярмолюк, 1959; Нужнов, 1967; и др.]. Согласно другому варианту, предложенному С.В. Потаповым и А.Ф. Лобановой [1971], мощность данной свиты в Лахандинской скважине превосходит 130 м и к ней, помимо упомянутой пачки, относится вышележащая толща доломитизированных известняков. Соотношения мощностей подразделений и широкое разви-

тие процессов доломитизации в верхнемалгинских толщах убеждают нас в необходимости поднять их границу в Лахандинской скважине по сравнению с традиционным вариантом и, вслед за С.В. Потаповым и А.Ф. Лобановой, включить в состав этой свиты вскрытую на глубинах 485–535 м толщу розовых и серых доломитизированных известняков. В отличие от С.В. Потапова и А.Ф. Лобановой вышележащие серые мелкозернистые доломитизированные породы мы относим к ципандинской свите. При такой трактовке мощность малгинской свиты в скважине составляет 59 м, и именно из ее отложений происходит керн с включениями капельно-жидкой нефти (глубина 513 м).

Изложенные данные показывают, что в Майской впадине обособляются два типа разрезов малгинских отложений. Первый из них, характерный для южной и восточной частей впадины, представлен пестроцветной и вышележащей палеовой толщами, причем в западных участках наблюдается явная тенденция к замещению всего объема свиты пестроцветными (главным образом вишневыми) породами. Второй тип разрезов, развитый на северо-западе структуры, отличается появлением у кровли свиты битуминозной толщи, сложенной темными известняками, доломитами и "горючими сланцами". Согласно взаимоотношениям малгинской и ципандинской свит и поведение перечисленных толщ на площади не оставляют сомнений, что все они связаны по латерали взаимопереходами и в той или иной мере замещают одна другую.

Мощности малгинской свиты в Майской впадине колеблются от 35 до 120 м, причем центральные районы данной структуры отличаются пониженными их значениями. Скачкообразное их увеличение происходит на границе Майской впадины и Юдомо-Майского прогиба. Уже в 35 км к востоку от аян-коляхского разреза, в верхнем течении р. Утанак (зона Нельканского шва), свита достигает 260–300 м. Красноцветные породы в ее основании здесь отсутствуют, и прямо на тоттинских аргиллитах залегают розовато-серые, а выше зеленоватые тонкоплитчатые известняки, обычные для малгинской свиты. В ее кровле появляются темно-серые, пахнущие битумом известняки (30–40 м). Несколько севернее в зоне Нельканского разлома, в бассейне р. Юдомы, согласно данным А.М. Даниловича, мощность свиты составляет 350 м, из которых нижние 30 м приходятся на вишневые разности известняков, средние 220 м — на пестрые породы невыдержанной окраски, а верхние 100 м — на темно-серые, иногда битуминозные известняки.

Более полное представление о строении свиты в зоне сочленения Юдомо-Майского прогиба и Майской впадины дает разрез, описанный С.М. Калимулиным в нижнем течении р. Игникан:

Мощность, м

- |   |     |
|---|-----|
| 1. Известняки коричневато-красные и бурые, пелитоморфные, тонкоплитчатые, тонкослоистые . . . . .   | 35  |
| 2. Известняки светло-зеленые, светло-серые, иногда розоватые, пелитоморфные, глинистые, тонкослоистые, с редкими прослоями темно-серых мелкозернистых разностей . . . . .         | 105 |
| 3. Известняки светло-серые и желтоватые, с линзовидными глинистыми примазками, в нижней части с редкими прослоями (до 3–5 м) красноцветных разностей. . . . .                     | 100 |
| 4. Известняки серые и темно-серые, тонкозернистые, в нижней части (60 м) комковатые, выше плитчатые, с тонкими глинистыми примазками и прослоями битуминозных разностей . . . . . | 160 |

Таким образом, в приведенном 400-метровом разрезе, согласно перекрытым ципандинским доломитом, намечаются те же три толщи, что и в стратотипе, но относительное значение верхней темноцветной толщи возрастает, а битуминозность ее пород падает. Подобная же последовательность пачек устанавливается в малгинской свите на левобережье р. Челасин в 3 км выше одноименного зимовья, где ее мощность составляет 350–400 м. Несколько севернее, на левобережье р. Челасин против бывшего пос. Тотта, красная окраска в основании свиты исчезает, а мощность верхней темноцветной толщи возрастает до 250–300 м. Ее слагают темно-серые и почти черные тонкозернистые известняки, обычно обладающие неровной тонкой плитчатостью и издающие сильный битуминозный запах при ударе. Мощность свиты здесь 350–400 м.

В крайних юго-восточных выходах, в верховьях р. Малый Комуй, мощность малгинской свиты сокращается до 280–320 м, в ее основании вновь появляются красные тона, а относительная роль темных пород уменьшается. Комбинируя наблюдения по трем пе-

ресеениям на правом берегу р. Малый Комуи, можно составить следующий разрез свиты:

Мощность, м

1. Известняки вишнево- и коричневатокрасные, тонкозернистые, тонкоплитчатые, с тонкими (2–5 мм) невыдержанными пропластками красных аргиллитов . . . . . 50–55
2. Известняки, сходные с подстилающими, но окрашенные в нижней части (34–37 м) в палево-, зеленовато- и розовато-серые, а в средней и верхней – в голубовато-серые и серые тона . 100–110
3. Известняки темно-серые и коричневатосерые, микро- и тонкозернистые, постепенно светлеющие вверх, в верхней части преимущественно водорослево-слоистые . . . . . 40–50
4. Известняки темно-серые, тонкоплитчатые, в нижней части (32–37 м) в значительной мере водорослево-слоистые, в средней (20–25 м) – несколько более толстоплитчатые, а в верхней (35–40 м) – с неровной тонкой плитчатостью и с сильным запахом битума при ударе . . . . . 90–100

Близкая последовательность малгинских пород описана С.М. Калимулиным к северо-западу от приведенного разреза, в бассейне р. Нёт по р. Чалбук [Нужнов, 1967, с. 78], но мощность свиты здесь возрастает до 390–420 м, а количественные соотношения конкретных толщ несколько меняются. Итак, мы видим, что в южной части Юдомо-Майского прогиба относительная роль верхнемалгинской темноцветной толщи очень велика (от 1/3 до 4/5 общей мощности свиты). В нижележащей части разреза наименее выдержанной оказывается красноцветная толща, в ряде мест замещающаяся зелено- и сероцветной. Мощность свиты в приосевой зоне прогиба колеблется около 400 м, а к его крыльям сокращается примерно до 300 м (реки Малый Комуи, Утанак).

Рассмотрение малгинских отложений северной части региона начнем с Кыллахской гряды. Наиболее полный, не нарушенный разломами ее разрез расположен здесь на правом берегу Алдана выше устья р. Керби, на западных отрогах горы Кубалы-Дьяаната. На железисто-кремнистом горизонте, венчающем тоттинскую свиту, залегает однообразная толща тонкоплитчатых, часто водорослево-слоистых известняков, содержащих линзы эндокластитов и окрашенных преимущественно в разные оттенки серого цвета (120–130 м). Лишь у основания свиты местами появляются вишневые породы, не образующие выдержанной по простиранию пачки. Более выдержана пачка (25–30 м) светло-серых, относительно толстослоистых тонкозернистых известняков, залегающая в кровле свиты, имеющей здесь мощность 150–160 м. Темноцветные породы в ее составе отсутствуют. Данный разрез расположен в одной из структурно наиболее низких надвиговых пластин, сложное сочетание которых определяет строение Кыллахского поднятия. В пластинах, занимающих более высокое положение, строение малгинской свиты меняется. В них, как это видно на правом берегу р. Керби в истоках руч. Сюрех-Юрэх и на правом берегу Алдана к северу от названного ручья, в кровле малгинских отложений появляется 20–30-метровая пачка черных битуминозных тонкоплитчатых известняков, а мощность свиты, видимо, возрастает. К сожалению, плохая обнаженность участка препятствует точному ее определению.

Только что рассмотренные разрезы из-за их относительной удаленности от берега Алдана в литературе не описаны. Для характеристики малгинских отложений Кыллахской гряды обычно используют более легко доступный разрез, расположенный на правом склоне долины Алдана над устьем руч. Дьиз-Аппа. Здесь после значительного (45 м по мощности) интервала, занятого обильной щебенкой тоттинских пород, обнажаются обычные для малгинской свиты микрозернистые зеленовато- и розовато-серые плитчатые известняки видимой мощностью 60–70 м. В верхних 3–4 м они несут отчетливые следы вторичной доломитизации: микро- и тонкозернистые известняки по простиранию переходят в мелко- и среднезернистые доломитистые разности и доломиты. Эти породы перекрываются однородной 35–40-метровой толщей серых, средне- и мелкозернистых плитчатых доломитов ципандинского облика. Гипсометрически выше после небольшого необнаженного участка – узкой (около 2,5 м) ложбины, протягивающейся по всему склону, – доломиты сменяются характерными для верхней части малгинской свиты темно-серыми битуминозными известняками (60–70 м). Их перекрывают ципандинские доломиты, слагающие выше мощные живописные скалы. Эти доломиты отличаются от ранее описанных лишь несколько меньшей степенью перекристаллизации.

Сходная последовательность пород, включающая двукратное появление светлых доломитов, наблюдается в соседнем пересечении в 1 км севернее. Битуминозные известняки, предшествующие в разрезе сплошной толще ципандинских доломитов, замещаются здесь темно-серыми битуминозными доломитами и сокращаются в мощности до 7–8 м. Последние без видимого контакта вниз по склону сменяются доломитами ципандинского облика (видимая мощность около 80 м), а те, в свою очередь, – малгинскими известняками. На южном продолжении рассматриваемой полосы, на правом склоне долины Алдана в 600–700 м выше устья руч. Дьиз-Аппа, пестроцветные известняки малгинской свиты имеют видимую мощность 55–60 м и отделяются небольшими необнаженными промежутками от сплошных полей выходов тоттинской и ципандинской свит.

Описанные соотношения показывают, что малгинские отложения в районе устья руч. Дьиз-Аппа в той или иной мере претерпели вторичную доломитизацию и рассечены одним или двумя пластовыми надвигами. Напомним, что подобный надвиг внутри тоттинской свиты прекрасно виден в береговых обрывах Алдана в 1,5 км ниже устья руч. Дьиз-Аппа. Несмотря на эти структурные осложнения, можно констатировать, что в районе устья названного ручья в составе малгинской свиты присутствует значительная (не менее 60–70 м) толща битуминозных известняков. Коль скоро данная свита у устья руч. Дьиз-Аппы участвует в сложении структурно наиболее высокой тектонической пластины Кыллахской гряды, а перемещение масс здесь происходило с востока на запад, то приведенная серия кыллахских разрезов (с учетом палинспастических реконструкций) демонстрирует, как на севере региона в сторону Юдомо-Майского прогиба появляется, а затем увеличивается в мощности верхнемалгинская битуминозная толща. Напомним, что такая же картина наблюдается на юге региона при переходе от Майского впадины к Юдомо-Майскому прогибу. В эту схему прекрасно укладываются малгинские толщи Эбейкехятинской и Горностахской антиклиналей.

В первой из названных структур, приуроченной к зоне Нельканского шва, малгинские известняки, по данным И.Г. Шаповаловой [1974] имеющие мощность 289 м, в нижних своих 118 м окрашены в зеленоватые и красные тона, выше господствует палевая, зеленовато-серая и серая окраска, а у кровли обособляется 12-метровая пачка темно-серых плитчатых известняков и черных аргиллитов. В Горностахской антиклинали, расположенной, как мы знаем, в пределах западной части Юдомо-Майского прогиба, малгинская свита приобретает те черты, которые характерны для нее в аналогичной структурной позиции на юге района. На западном крыле антиклинали свита наблюдается по р. Белой от района зимовья Горонастыль до устья руч. Курун-Маастах (см. рис. 22). Мощность ее здесь составляет 400–430 м. На левом берегу р. Белой против устья р. Старый Горонастыль в величественных скалах обнажаются верхние горизонты базальной красноцветной толщи свиты и вся вышележащая часть последней. Нижняя часть упомянутой толщи фрагментарно вскрыта несколько выше по р. Белой, на правом берегу. Ее слагают вишнево-красные, сиреневые и розоватые тонкоплитчатые известняки с прослоями водорослево-слоистых разностей. Мощность толщи около 40–50 м, из которых верхние 10–12 м наблюдаются в скалах левого берега.

Красноцветные известняки очень постепенно вверх сменяются светлыми зеленовато-серыми, палевыми и желтовато-серыми. Среди них в нижней части преобладают водорослево-слоистые разности, которые затем постепенно вытесняются породами с очень тонкой ровной или слабоволнистой слоистостью, подчеркиваемой слабыми вариациями окраски. Мощность этой толщи 140–160 м. Вышележащая темноцветная толща (200–220 м) представлена темно-серыми тонкозернистыми неровноплитчатыми известняками с тонкими прерывистыми глинистыми примазками и характерной водорослевой слоистостью. На ее фоне местами возникает крупноволнистая, типично строматолитовая слоистость, которая прослеживается в отдельных небольших прослоях на протяжении нескольких десятков сантиметров. На правом берегу Белой в 1,5 км выше устья руч. Курун-Маастах среди этих известняков обособляются небольшие вертикально вытянутые зоны, в которых слоистость дает сложные изгибы и завихрения. На вы-

ветрелой поверхности эти зоны выглядят как биогермы пластово-столбчатых строматолитов, описанных И.Г.Шаповаловой как *Parmites confluens* Schap. (обр. 3891/207А).

В скалах на левом берегу Белой ниже зимовья Горонастьль известняки верхней части темноцветной толщи становятся более толстоплитчатыми и содержат линзы черных кремней. Вверх по разрезу они постепенно сменяются внешне сходными доломитами, обладающими "бурундучковой текстурой" (субпараллельные прожилки и секущие линзочки белого кристаллического доломита на более темном фоне). Через 5–6 м по мощности доломиты быстро светлеют, превращаясь в типичные породы ципандинской свиты. Граница смены известняков доломитами приурочена не к одному уровню и в пределах обнажения (на расстоянии в несколько десятков метров по простиранию) опускается вниз по разрезу на 13–14 м.

Принципиальное значение для понимания взаимоотношений известняков и доломитов на границе малгинской и ципандинской свит имеет обнажение на правом берегу р. Белой в 1,5 км выше устья руч. Курун-Маастах (рис. 29). В средней части показанного на рисунке участка малгинские известняки в скалах, а затем в отдельных гривках прослеживаются от уреза воды на высоту 45–47 м. Это обычные темно-серые водорослево-слоистые ("малгинелловые") породы, среди которых в верхних 10–12 м появляются сильнобитуминозные неслоистые разности. Их с постепенным переходом сменяют доломиты ципандинской свиты. От границы раздела свит в тело малгинских известняков до уреза воды опускаются крупные столбообразные тела серых и светло-серых доломитов, внешне неотличимых от ципандинских. Боковые границы этих тел в скалах очень четкие, резкие; как правило, они подчеркиваются тонкой (2–5 мм) зияющей трещиной, отделяющей их от вмещающих известняков. На первый взгляд тела доломитов производят впечатление огромных (ширина до 20–25 м, глубина более 45 м) эрозионных карманов. Более внимательное изучение показывает, что это не так. Во-первых, полностью отсутствуют литологические признаки размыва на границе доломитов и известняков, а сама форма "карманов" (крутые, часто вертикальные и запрокинутые стенки, сложные слепые отростки вбок) противоречит их эрозионной природе. Во-вторых, в отдельных случаях удается наблюдать, как тонкая слоистость малгинских известняков прослеживается в виде реликтов и в доломитах. В-третьих, — и это главное — при отсутствии разделяющей трещины на границе известняков и доломитов местами прослеживается узкая (около 5 см) переходная зона пород смешанного состава, в которой иногда сохраняется реликтовая слоистость, непосредственно переходящая в слоистость малгинских известняков. Единственным объяснением описанных соотношений может быть вторичная доломитизация известняков. Такие вторичные доломиты внешне практически неотличимы от пород ципандинской свиты и могут отделяться от них лишь при хорошей обнаженности.

На восточном крыле Горностахской антиклинали разрезы свиты вскрываются по ручьям Салар и Мускель и по р. Белой выше устья руч. Светлого. Лучшим по обнаженности является третий из этих разрезов, но его изучение на значительном отрезке возможно лишь с лодки. Поэтому для характеристики свиты более предпочтителен мускельский разрез. Нижняя его толща (37–40 м) имеет несколько необычное строение. В ее основании залегает горизонт (2–2,5 м) зеленовато-серых мелкозернистых доломитов, распадающихся на неровные плитки по тонким глинистым пропласткам, затем следуют розовато-серые и палевые известняки (17–18 м), и лишь в вышележащей пачке (18–20 м) появляются их розовые и сиреневые разности. Известняки содержат тончайшие (менее 2 мм) глинистые прослойки. Выше залегает палевая толща (120–140 м), сложенная обычными для нее зеленоватыми, желтоватыми и палевыми, частично водорослево-слоистыми известняками. Венчает свиту толща (200–230 м) темно-серых и черных тонкоплитчатых битуминозных известняков, содержащих тонкие линзы черных кремней. В 0,4–0,5 м от видимой ее кровли залегает пласт (2,8–3 м) внешне неотличимых темных доломитов, которые через 14–15 м по простиранию замещаются светло-серыми, сходными с ципандинскими.

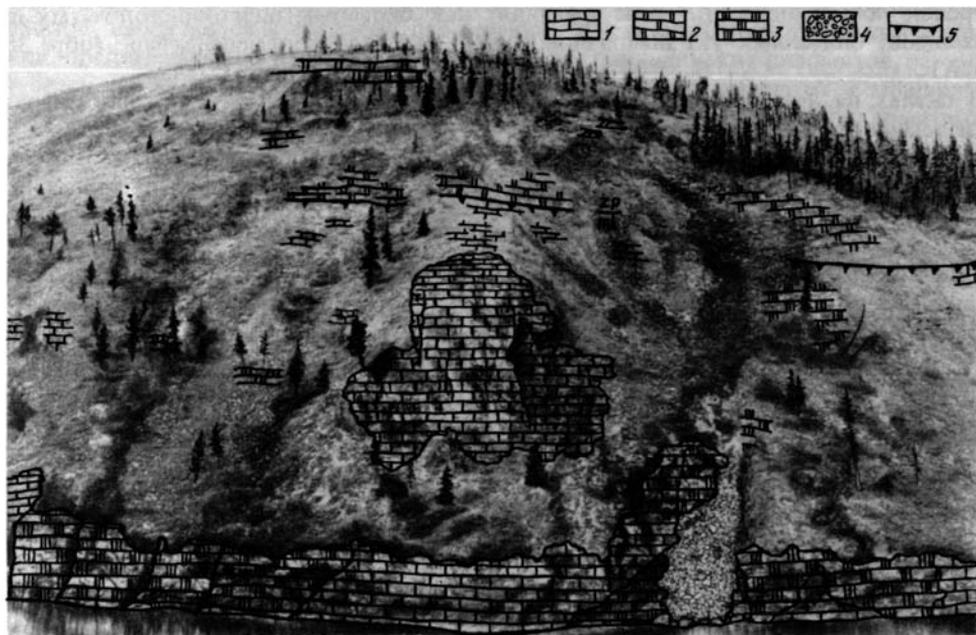


Рис. 29. Тела вторичных доломитов в зоне контакта малгинской и ципандинской свит на правом берегу р. Ханды (Белой) в 1,5 км выше руч. Курун-Мастах

1 – малгинские известняки; 2 – ципандинские доломиты; 3 – вторичные доломиты; 4 – осыпь, 5 – граница малгинской (ml) и ципандинской (zp) свит

Выходы ципандинской свиты начинаются после 2-метрового перерыва в обнажении. Мощность малгинской свиты по руч. Мускель 360–400 м, а по р. Белой выше устья руч. Светлого 400–450 м (красноцветная толща – 110–120 м, палевая – 100–120 м, темноцветная – 200–220 м). У кровли свиты здесь видны довольно крупные секущие тела и линзы серых мелкозернистых доломитов. К югу от р. Белой, в верховьях р. Чухоной, малгинская свита, по данным В.А. Ян Жин-шина, сохраняет свою мощность (400 м) и строение.

Таким образом, всему Юдомо-Майскому прогибу свойствен единый тип разрезов малгинской свиты. По составу и строению он напоминает второй тип разрезов свиты в Майской впадине, но отличается от него резким (в 4–8 раз) увеличением мощностей, возрастанием относительной роли верхней темноцветной толщи наряду с исчезновением эндокластических конгломерато-брекчий. Изучение шлифов малгинских известняков прогиба показывает, что они отличаются от присутствующих в Майской впадине лишь несколько большей степенью перекристаллизации, а в пределах Горностахской антиклинали – и появлением тонкой алевритовой примеси, приуроченной к отдельным микроскопическим линзочкам и прослоям.

Хотя отдельные толщи малгинской свиты прослеживаются на значительной части или даже (палевая толща) на всей территории Учуро-Майского региона, все они имеют диахронные границы и по латерали в той или иной мере замещают одна другую. Резкие колебания соотношений их мощностей и непосредственные наблюдения доказывают это. Наиболее изменчивы верхняя темноцветная толща и базальная красноцветная пачка. Первая из них выклинивается в ряде районов Майской впадины, а на остальной территории резко меняется по мощности и степени битуминозности пород. Красноцветная пачка, относительно более насыщенная глинистым и железистым материалом, нередко, особенно в восточных разрезах, исчезает, а в крайних западных местах замещает собой почти весь объем свиты. Все эти фациальные изменения совер-

шаются на фоне общего большого однообразия состава и строения свиты. Это однообразие тем более примечательно, что ни одна другая карбонатная свита региона не испытывает столь резких перепадов мощностей при переходе от Учуро-Майской плиты к Юдомо-Майскому прогибу.

### *Ципандинская свита*

Название "ципандинская свита" впервые было применено в 1938 г. Анд.К. Матеевым к монотонной толще светлых доломитов, обнаженной по р. Мае около пос. Ципанда. Обнажена свита главным образом в тех же районах, что и малгинская, но слагает более обширные поля. Кроме того, ее верхние горизонты выступают в зоне Нельканского шва в бассейне р. Аллах-Юнь, в Аллах-Юнь-Юдомском междуречье и вдоль Челатского разлома на хребте Челат, по существу почти смыкая северные и южные выходы керпильской серии. По берегам крупных рек ципандинские доломиты образуют величественные скалы, нередко достигающие высоты 250–300 м, а на остальной территории выступают в отдельных останцах, развалах и высыпках в парковой тайге.

Соотношения ципандинской и малгинской свит некоторые геологи считают несогласными, ссылаясь на наличие в зоне их контакта карбонатных брекчий и на налегание ципандинских доломитов на литологически различные члены малгинской свиты [Ярмолук, 1946; Нужнов, Ярмолук, 1959, 1963; Нужнов, 1967, 1968; Хоментовский и др., 1972; Давыдов, 1975; и др.]. Упомянутые брекчии наиболее полно обнажены в скалах Малгина. Здесь они образуют вертикально ориентированные карманообразные залежи видимой высотой до 8–9 м, которые прослеживаются как вниз, так и вверх от границы раздела свит. Обломки брекчий различно ориентированы, не окатаны, имеют уплощенную форму и неправильные, как бы оборванные боковые грани. Размеры их колеблются от нескольких сантиметров до 0,8–1,2 м. В их составе, как справедливо отмечал С.В. Нужнов [1967, с. 80], преобладают светлые сахаровидные доломиты – типичные породы ципандинской свиты. Обломки малгинских известняков встречаются гораздо реже и лишь гипсометрически ниже поверхности раздела малгинской и ципандинской свит. Цементом брекчий служат неслоистые серые тонкозернистые, иногда песчаные доломиты, слагающие до 50% породы.

Состав обломков и их форма заставляют усомниться в эрозионной природе брекчии, а соотношения слагаемых ими тел с вмещающими породами не оставляют места для подобного толкования. Боковые контакты таких тел очень крутые, часто вертикальные, осложненные угловатыми выступами и впадинами (рис. 30). Они под разными углами секут как границу малгинских и ципандинских отложений, так и слоистость тех и других. Брекчии нередко связаны постепенными переходами с участками слоистых доломитов, разбитых густой сетью трещин, залеченных крупстификационным доломитом и (или) кварцем. Нечетко ограниченные вертикальные тела подобных брекчий, лишенных фрагментов малгинских пород, можно встретить по всему разрезу ципандинских доломитов в скалах Малгина, Сыгырайа и в других местах. Из сказанного ясно, что эти брекчии, по-видимому, представляют собой карстовые образования [Серебряков, 1975; Комар и др., 1977] и во всяком случае не имеют отношения к вопросу о размыве между малгинской и ципандинской свитами.

Второй аргумент, приводившийся в обоснование несогласия в подошве ципандинских доломитов, также оказался неправомерным: вне зависимости от того, какие породы выходят к кровле малгинской свиты; между ними и вышележащими доломитами наблюдаются постепенные переходы, которые осуществляются в маломощной (1–3 м) пачке. Изложенное подкрепляет данные С.М. Калимулина, Н.С. Шпак, Д.А. Живцова, И.М. Фердмана и других геологов [Комар и др., 1970, 1977; Литология..., 1980] о согласных взаимоотношениях малгинской и ципандинской свит.

Известные трудности в разграничение названных свит вносят широко развитые процессы вторичной доломитизации верхнемалгинских отложений. Выше уже говорилось, что вторичные доломиты, образующиеся за счет малгинских известняков, не имеют четких литологических отличий от обычных пород ципандинской свиты, а секущий харак-

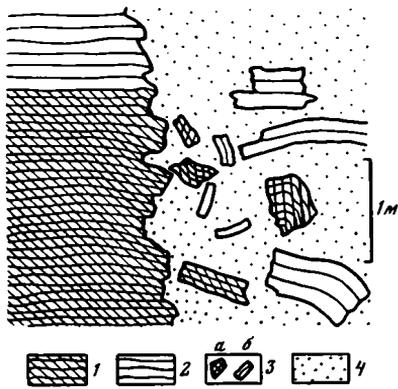


Рис. 30. Периферическая часть зоны брекчий на контакте малгинской и ципандинской свит в скалах Малгина на р. Мае

1, 2 — свиты: 1 — малгинская, 2 — ципандинская; 3, 4 — брекчи: 3 — наиболее крупные обломки малгинских известняков (а) и ципандинских доломитов (б), 4 — мелкие обломки и доломитовый матрикс

тер контактов этих доломитов по отношению к слоистости устанавливается далеко не всегда. Поэтому граница малгинской и ципандинской свит, традиционно определяемая по смене известняков доломитами, в общем случае может находиться в соседних разрезах на несколько различных уровнях не только вследствие фа-

циальных взаимозамещений, обычных на границе этих свит (см. ниже), но и в результате некоторых флуктуаций положения подошвы тел вторичных доломитов.

Расчленение в общем монотонной толщ ципандинской свиты на подчиненные пачки опирается на второстепенные, зачастую нечетко выраженные признаки, а границы подразделений оказываются весьма условными. Тем не менее приходится пользоваться этими пачками не только при расчленении, но и при сопоставлении, так как полных хорошо обнаженных разрезов свиты очень немного. Даже в Майской впадине, где доломиты по берегам р. Маи образуют высокие скалы, протягивающиеся почти непрерывно на 200–220 км, нет ни одного разреза, в котором хорошо обнажалась бы вся их толща от подошвы до кровли (см. рис. 31).

В стратотипе, расположенном по правому берегу Маи ниже пос. Ципанда, в скалах выступает только нижняя половина свиты. В ее составе выделяются три пачки. В основании свиты, постепенно сменяя малгинские известняки, залегают светло-серые или желтоватые тонко- и мелкозернистые доломиты, обладающие ровной довольно тонкой плитчатостью (от 5–10 см в нижней части пачки до 15–17 см в верхней). В породах обычны линзочки черных и белых кремней, местами сливающиеся в четковидные прослои толщиной до 1,5 см. Мощность первой, плитчатой пачки 70–75 м.

Слагающие ее доломиты в своем большинстве являются биогенными — водорослево-слоистыми или строматолитовыми. Последние обычно содержат пластовые *Malginella zipandica* Kom. (обр. 141–146, 179, коллекция 4303), отличающиеся пологоволнистой, нередко почти горизонтальной слоистостью, и лишь в средней части пачки появляются и морфологически более выразительные *Stratifera* sp., имеющие ту же микроструктуру. В верхней половине пачки строматолиты на отдельных участках слагают крупные валы и купола, которые достигают высоты 1,3–1,5 м при ширине 2,5–3 м. Они располагаются то тесно, то разобщенно, а в двух соседних пакетах могут быть неунаследованы и иногда срезать один другой. По простиранию зоны развития куполов сменяются ровнослоистыми доломитами. Эта смена происходит либо резко, путем флексуобразного сочленения крыла вала или купола с горизонтально залегающими слоями, либо постепенно. Описанные валы и купола возникли в результате локального увеличения толщины слоев биогенных доломитов и генетически, несомненно, связаны с былой активностью водорослей. В литературе они иногда упоминаются как подводнооползневые деформации [Нужнов, 1967; Давыдов, 1975].

Вторая пачка типового разреза, имеющая мощность 90–100 м, представлена сходными с подстилающими светло-серыми мелкозернистыми сахаровидными строматолитовыми доломитами, но отличается массивным сложением пород. Среди строматолитов наряду с *Malginella zipandica* (обр. 4303/175) и редкими *Stratifera* преобладающее развитие получают столбчато-пластовые *Parmites aimicus* (Nuzhn.) (обр. 4303/148). Все эти строматолиты образуют валы и купола, аналогичные только что описанным.

Третью пачку слагают светло-серые и розоватые мелкозернистые доломиты, сложенные строматолитами *Parmites aimicus* (обр. 4303/140) с прослоями и отдельными па-

кетами водорослево-слоистых и неслоистых разностей, равномерно распределенных по разрезу. У основания пачки породы преимущественно плитчатые, а выше — массивные. Видимая ее мощность 60–65 м. Более высокие горизонты свиты в районе пос. Ципанда наблюдаются только в высыпках.

Выходы описанных пород, очень полого воздымаясь вниз по течению Маи, прослеживаются вдоль правого склона ее долины до устья руч. Серга, где в скалах можно наблюдать три описанные пачки и вышележащую часть свиты. Мощности и строение двух нижних пачек здесь не меняются, полная мощность третьей пачки составляет 90–100 м, и в ней намечается двукратное чередование массивных и плитчатых пород. Массивные содержат *Parmites aimicus* (обр. 4303/176), широко развитые и во второй пачке данного разреза (обр. 4303/177); а плитчатые — *Malginella* sp.; в первой пачке отмечаются только *Malginella zipandica* (обр. 180, 181, коллекция 4303). Четвертая пачка у устья руч. Серга представлена коричневато-серыми и серыми, относительно темными сахаровидными доломитами, которые издают сильный запах битума при ударе и, как правило, обладают четкой полосчатостью за счет изменения оттенков окраски и отчасти зернистости породы. Эта полосчатость отличается от строматолитовой слоистости подстилающих пачек своей правильностью, выдержанностью и относительной грубостью (обычная толщина слоев от 0,2–0,3 до 1–2,5 см). Видимая мощность пачки 30 м, а всей свиты — 280–310 м.

Еще более полный разрез ципандинских доломитов вскрыт в 35 км к северо-западу от устья руч. Серга, в скалах Сыгарайа (рис. 31). В видимом его основании, от уреза воды до высоты 55–57 м, обнажены светлые плитчатые доломиты, со всех точек зрения сходные со слагающими первую пачку стратотипа. Помимо обычных для нее *Malginella zipandica* (обр. 152, 153, 178, коллекция 4303), здесь от видимого ее основания появляются *Parmites aimicus* (обр. 149–151, коллекция 4303), слагающие относительно грубоплитчатые породы. Выше в скалах Сыгарайа выделяются литологические аналоги второй и третьей пачек стратотипа. Во второй пачке содержатся *Parmites aimicus* (обр. 154–156, коллекция 4030) и более редкие *Malginella zipandica* (обр. 4303/157), а у кровли третьей обособляется горизонт массивных строматолитовых доломитов (20–25 м) с *Malginella zipandica* (обр. 4303/158) или с реликтами строматолитовой слоистости в перекристаллизованной породе.

Четвертая пачка свиты в скалах Сыгарайа имеет мощность 20–23 м. Как и у устья руч. Серга, она представлена темными коричневато-серыми тонко-мелкозернистыми массивными битуминозными доломитами. Они обычно обладают ровной слоистостью, подчеркнутой вариациями окраски и зернистости, и заключают множество различно ориентированных жилок кварца и белого доломита. В верхних 3 м пачки встречено несколько линзовидных пластов по 20–30 см, сложенных обломочными, микрофитолитовыми (перекристаллизованные *Vesicularites* sp.) и строматолитовыми доломитами. В последних среди преобладающих морфологически неопределенных столбчатопластовых построек найдены столбчатые *Colonnella ulakia* Kom. (обр. 4303/159) и *Vaicalia* sp. (обр. 4303/160).

Выше, слагая пятую пачку мощностью 21–23 м, залегают светло-серые и коричневатые массивные мелкозернистые доломиты, отличающиеся от нижележащих отсутствием битуминозности, ясной слоистости и множеством послойно ориентированных линзочек темных кремней толщиной 1–3 мм.

Шестая пачка, венчающая разрез свиты, — это светлые коричневато-серые тонкозернистые плитчатые доломиты, представленные главным образом строматолитовыми разностями (специфичные *Malginella* sp., обр. 161, 162, коллекция 4303), местами образующими небольшие купола. Последние хорошо видны в крупных выходах, а в хуже обнаженных участках угадываются по частой и незакономерной смене пологих (5–7°) падений на фоне общего горизонтального залегания пород. Мощность верхней пачки 25–30 м, из которых нижние 15–17 м выступают в скалах, а вышележащие — в высыпках. Выше по склону она сменяется базальными песчаниками и аргиллитами лахандинской серии. Таким образом, общая видимая мощность ципандинской свиты в скалах

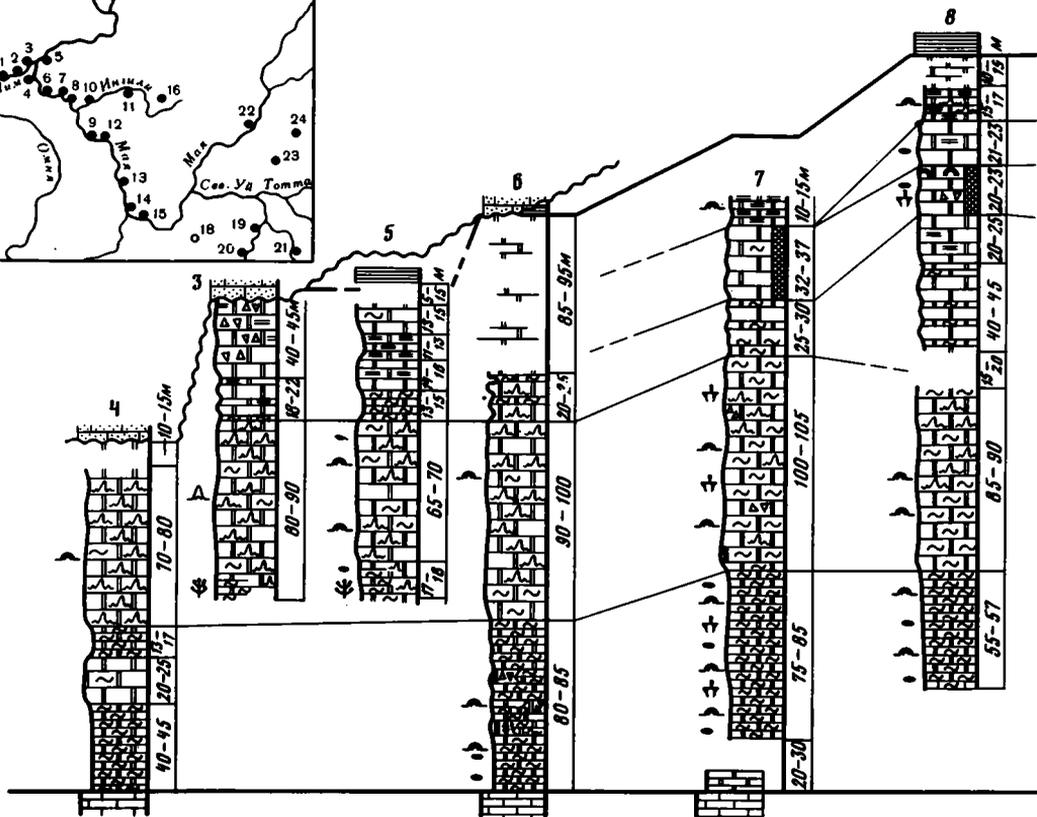
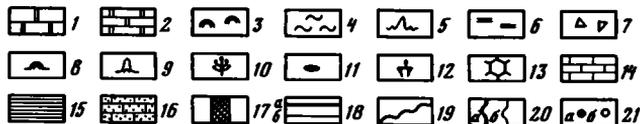
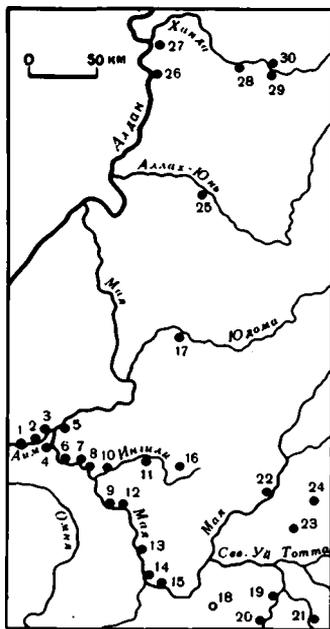
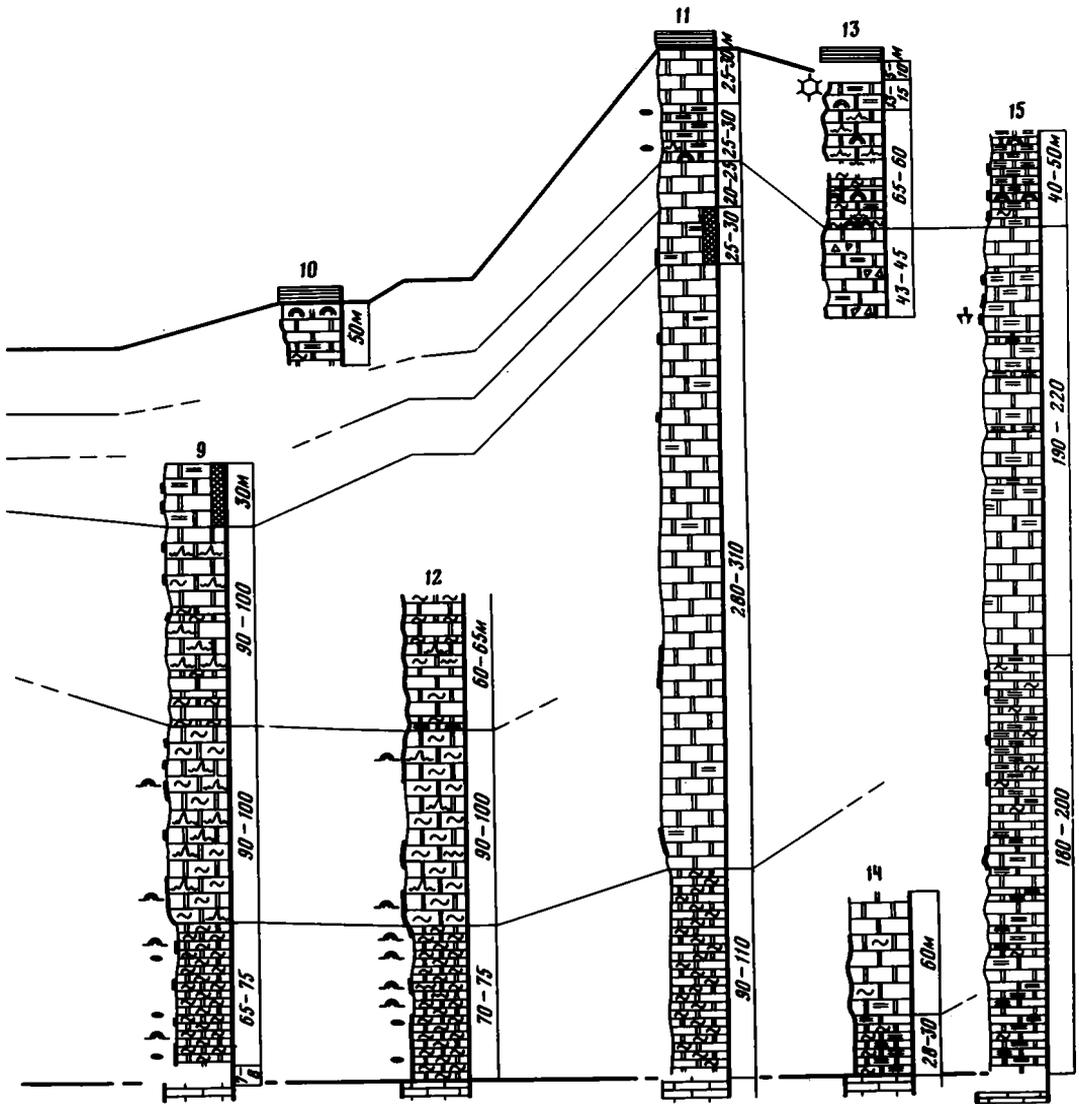


Рис. 31. Сопоставление разрезов ципандинской свиты в Майской впадине и расположение описанных разрезов

Географическую привязку изображенных разрезов см. на врезке

1, 2 – светлые доломиты: 1 – массивные, 2 – плитчатые; 3–5 – строматолиты: 3 – столбчатые, 4 – малгинеллы, 5 – пармитесы; 6 – тонкая полосчатость пород; 7 – доломитовые брекчи; 8, 9 – валы и купола, образованные пластовыми строматолитами: 8 – пологие, 9 – островершинные; 10 – якутофитоны; 11 – линзы и стяжения кремней; 12 – кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки; 13 – трещины усыхания; 14–16 – подстилающие и перекрывающие отложения: 14 – малгинская, 15 – нерюенская свиты, 16 – юдомская серия; 17 – битуминозные породы; 18 – линии сопоставления: а – свит, б – пачек; 19 – предъюдомское несогласие; 20 – интервалы разрезов, описанные по коренным обнажениям (а), развалам и высыпкам (б). На врезке: 21 – расположение разрезов, изученных авторами (а) и другими геологами (б)



Разрезы (см. врезку): 1-3 - р. Аим: 1 - ниже устья руч. Артык, 2 - в 3,5 км выше устья р. Чалака, 3 - скалы Анакыт; 4-9 - р. Мая: 4 - скалы Селгия, 5 - в 3 км ниже пос. Аим, 6 - скалы Талах-Хайа, 7 - скалы Малгина, 8 - скалы Сыгырайа, 9 - ниже устья руч. Серга; 10, 11 - р. Ингили: 10 - ниже устья руч. Берек, 11 - ниже устья руч. Дрин-Урэх; 12-15 - р. Мая: 12 - ниже пос. Ципанда, 13 - протока Ырия, 14 - пос. Хаахар, 15 - между руч. Улак и Тоннекан; 16 - руч. Утанак; 17 - левобережье р. Юдомы ниже устья р. Кирбии; 18 - междуречье рек Игникан и Тала (по данным С.М. Калимулина); 19, 20 - левобережье р. Челасин: 19 - ниже устья р. Большой Комуй, 20 - ниже устья р. Кира; 21 - р. Малый Комуй; 22 - р. Мая у устья р. Мондоны; 23 - р. Нёт выше руч. Неньнен; 24 - бассейн р. Нёт, руч. Левая Айля; 25 - р. Аллах-Юнь против устья р. Малая Сахара; 26, 27 - правый склон долины р. Алдан: 26 - выше устья р. Керби, 27 - над устьем руч. Дьиз-Аппа; 28 - левобережье р. Ханды (Белой) между ручьями Курунг-Мастах и Харыйаллах; 29 - р. Ханды (Белая) ниже устья р. Мастах; 30 - руч. Мускель

Сыгырайа 280–300 м, а полная ее мощность, вероятно, составляет не более 320–340 м.

Двигаясь по р. Мае вдоль полосы выходов ципандинских доломитов к северо-западу и северу от скал Сыгырайа, можно видеть, что из шести описанных пачек здесь выдержанными оказываются только две нижние. Так, в скалах Малгина на фоне некоторого увеличения мощностей первой и второй пачек третья резко сокращается и почти лишается строматолитов, а литологические аналоги пятой вообще исчезают: на темных битуминозных доломитах четвертой пачки, имеющей здесь повышенную мощность, залегают плитчатые строматолитовые доломиты, аналогичные слагающим шестую пачку скал Сыгырайа (см. рис. 31). В первой пачке в скалах Малгина присутствуют *Malginella zipandica* (обр. 163, 182, коллекция 4303), а в верхней ее части — и *Parmites aimicus* (обр. 4303/164), слагающие отдельные купола, во второй пачке наблюдаются *P. aimicus* (обр. 4303/165), тогда как в аналогах шестой пачки скал Сыгырайа собраны *Malginella* sp. (обр. 4303/167) и *Omachtenia omachtensis* Nuzhn. (обр. 4303/166).

Далее к северу, в районе скал Талах-Хайа, Селия и пос. Аим, из разреза исчезают и битуминозные доломиты, замещаясь обычными светлыми породами. В первой пачке свиты здесь наряду с преобладающими плитчатыми доломитами с *Malginella zipandica* (обр. 182, коллекция 4303; обр. 298, 298А,В, коллекция 3891) появляются массивные разности, образующие то отдельные пласты и неправильные по форме участки (скалы Талах-Хайа), то более значительные интервалы разреза (скалы Селия, см. рис. 31). В скалах Талах-Хайа видно, что массивные породы слагаются *Parmites aimicus* (обр. 298Б, 298БП, коллекция 3891). Они появляются в 11 м от основания пачки, а вверх количество их растет, что делает границу с вышележащей пачкой массивных доломитов весьма условной. В этой последней в скалах Талах-Хайа и на правом берегу Маи в 3 км ниже пос. Аим присутствуют *Malginella zipandica* (обр. 168, коллекция 4303; обр. 298Г,Д, 299Д, коллекция 3891), более обильные *Parmites aimicus* (обр. 169, коллекция 4303; обр. 299, 299А,Б,Г, коллекция 3891) и единичные *Conophyton reticulatum* Kom. (обр. 299А,В, коллекция 3891).

В приустьевой части р. Аим, где вторая пачка свиты выступает в протяженных, отмытых водой скалах у уреза реки, хорошо видно, что плитчатые малгинелловые и массивные пармитесовые породы образуют в ней обособленные зоны, сменяющие одна другую по простиранию. Ширина их колеблется от 1–2 до нескольких десятков метров, высота достигает 10–12 м, а количественные соотношения тех и других изменяются по простиранию. Боковые границы зон неровные, не вполне четкие, в целом субвертикальные. Массивные выступают как общие куполовидные поднятия строматолитовой слоистости, приобретающей здесь сложную гофрировку и прерывистость. На эту слоистость накладывается интенсивная перекристаллизация, которая подчеркивает, а в какой-то мере и создает прихотливые, как бы рваные очертания *Parmites aimicus*.

Рассматриваемые строматолиты первоначально были описаны как столбчатые *Vaicalia aimica* Nuzhn. [Нужнов, 1967], а затем переописаны как столбчатые же *Parmites aimicus* [Шаповалова, 1974]. В действительности же они принадлежат столбчато-пластовому типу. В этом убеждает как изучение их вертикальных срезов, демонстрирующих значительные пачечки протяженных наслоений, реликты последних между дискретными их участками и переходные мостики между столбиками, так и наблюдения в плоскости напластования: вместо замкнутых контуров, характерных для столбчатых построек, здесь виден такой же рисунок, как на сечениях вкрест слоистости. Учитывая такой характер построек, коллоквиум по строматолитам Восточной Сибири (1978 г.) отметил условность отнесения их к группе *Parmites*.

Во второй пачке ципандинской свиты в приустьевой части р. Аим содержатся редкие *Conophyton reticulatum* Kom. (обр. 90, коллекция 4461), массовые *Parmites aimicus* (обр. 89А–В, Ж, 94А, Д, Ж, 96, 96А–В, коллекция 4461; обр. 305В, коллекция 3891), *Malginella zipandica* (обр. 89С, 94, 95, коллекция 4461; обр. 305А, Г, коллекция 3891; обр. 3, коллекция 3858). Последняя форма слагает здесь и плитчатые доломиты первой пачки (обр. 4303/89).

Над строматолитовыми доломитами второй пачки на правом берегу Май в 3 км ниже пос. Аим следует чередование небольших (11–15 м) пакетов массивных и плитчатых доломитов, среди которых выделяется пакет водорослево-слоистых разностей. По месту в разрезе и облику он очень близок к тому, что залегает вблизи кровли свиты в скалах Сыгырайа (см. рис. 31). Суммарная мощность этого чередования 70–75 м; выше наблюдаются высыпки лахандинских аргиллитов. Западнее, в скалах Анакыт на р. Аим, где в кровле ципандинских отложений залегает уже трансгрессивный комплекс юдомской серии, упомянутое чередование замещается более или менее единой толщей массивных доломитов с прослоями плитчатых. Мощность свиты в скалах Талах-Хайа 270–290 м, а в районе скал Селия – пос. Аим 230–250 м. Это сокращение происходит главным образом за счет первичной редукции верхней части свиты, лежащей над массивными доломитами второй пачки (см. рис. 31). В нижнем течении р. Аим к западу от меридиана устья руч. Аартык рассматриваемые отложения срезаются юдомской серией.

К юго-востоку от описанных разрезов мощность ципандинской свиты в пределах Майской впадины сильно возрастает. На левобережье р. Ингили ниже устья руч. Дрин-Урэх она достигает 470–530 м, но здесь еще сохраняются почти все пачки, наблюдаемые в типовых разрезах. В основании свиты залегает 90–110-метровая пачка светло-серых и желтовато-серых плитчатых строматолитовых (*Malginella zipandica*, обр. 4303/170) и водорослево-слоистых доломитов, отвечающая первой пачке стратотипа. Выше на левобережье р. Ингили следуют сахаровидные, главным образом массивные неслоистые доломиты, подвергшиеся сильной перекристаллизации и содержащие множество кварц-карбонатных и кварцевых жилок. В шлифах иногда наблюдаются или угадываются реликты строматолитовой слоистости и перекристаллизованные онколиты. Эти породы слагают монотонную 280–310-метровую толщу, которая, видимо, отвечает второй и третьей пачкам майских разрезов, так как выше располагается небольшая (25–30 м) пачка темных коричневато-серых битуминозных четкослоистых доломитов, сравнимая с четвертой пачкой скал Сыгырайа. В ее составе появляются обломочные и онколитовые доломиты, содержащие озагии очень плохой сохранности. Битуминозную пачку сменяют вероятные аналоги пятой и шестой пачек: розовато-серые массивные сахаровидные неслоистые доломиты (20–25 м), а затем палевые тонкозернистые, существенно строматолитовые породы (25–30 м), вверх переходящие в толсто плитчатые сахаровидные разности (25–30 м). Их перекрывают лахандинские отложения. Строматолиты представлены перекристаллизованными пластовыми, а у основания пачки – и морфологически неопределенными столбчатыми постройками. Ниже по течению р. Ингили, на ее правом берегу у устья р. Берек, столбчатые строматолиты в составе свиты присутствуют на более высоком уровне, в 5–10 м от ее кровли. Это *Colonnella ulakia* Kom. (обр. 4303/171).

В более южных районах Майской впадины мощности ципандинских отложений близки к наблюдаемым в среднем течении р. Ингили, а разрез упрощается, приобретая трехчленное строение. На правом склоне долины р. Май между устьями ручьев Улак и Тоннекан он начинается розовато-серыми, палевыми или светло-серыми тонкозернистыми, преимущественно плитчатыми доломитами, представленными строматолитовыми (*Malginella zipandica*, обр. 4303/172) и водорослево-слоистыми разностями мощностью 180–200 м. Выше следует толща преимущественно массивных, более зернистых светло-серых и серых доломитов мощностью 190–220 м. В нижней ее части преобладают строматолитовые породы, сложенные *Parmites aimicus* (обр. 147, 173, коллекция 4303), а в средней и верхней – однородные доломиты с широкой (2–4 мм) слоистостью, рельефно выступающей за счет изменения зернистости и иногда оттенка окраски. Среди прочих встречаются крупнозернистые прослойки, местами сливающиеся в линзовидные обособления мощностью до 30–40 см. В отдельных горизонтах наблюдается интенсивное окварцевание. Видимый разрез свиты завершают светло-серые и коричневато-серые плитчатые доломиты с четкой слоистостью, подчеркиваемой послойным изменением зернистости. По всей пачке встречаются столбчатые ветвящиеся строматолиты, которые слагают небольшие (20–40 см) прослой и линзы среди плитчатых хомогенных

пород. Строматолиты обычно представлены морфологически неясными постройками с плохо сохранившейся микроструктурой, и лишь иногда среди них удается определить *Baicalia aff. rara Semikh.* (обр. 4303/174). Видимая мощность пачки 40–50 м, а всей свиты – 440–480 м.

Сходный разрез ципандинских отложений описан С.М. Калимулиным по р. Мае в 6 км ниже пос. Хаахар. Здесь выделяются те же три толщи: 1) преимущественно плитчатых слоистых, частично строматолитовых доломитов (200–210 м); 2) преимущественно массивных доломитов (150–160 м), у кровли которых залегают до 60 м битуминозных пород; 3) плитчатых, частично строматолитовых доломитов (видимая мощность 45–50 м). Наши данные по району пос. Хаахар показывают, что в нижней толще плитчатые доломиты расклиниваются на две части пачкой массивных разностей (более 60 м). Появление битуминозных пород у кровли массивной толщи в хаахарском разрезе позволяет думать, что две нижние толщи этого и улакского разрезов, хорошо сопоставляющиеся между собой, отвечают нижним четырем пачкам района скал Малгина – Сыгырайа (см. рис. 31). Вопрос об аналогах пятой пачки в юго-восточных разрезах остается открытым, а шестая по всем признакам сопоставляется с верхней толщей хаахарского и улакского разрезов.

Интересной особенностью верхних горизонтов ципандинской свиты Майской впадины является появление столбчатых строматолитов. В бассейне р. Ингили ниже устья руч. Дрин-Урэх, в районе пос. Хаахар, в междуречье Улака и Тоннекана, на правом берегу Маи против устья р. Игникан и на правом берегу майской протоки Ырья они присутствуют в нижней части шестой пачки или ее аналогов; в среднем течении р. Ингили ниже устья р. Берек столбчатые строматолиты поднимаются к кровле ципандинских отложений, а в скалах Сыгырайа, как мы видели, опускаются в верхи битуминозной (четвертой) пачки, но и здесь они удалены от верхней границы свиты всего на 50–55 м. В более низких ее горизонтах достоверные столбчатые строматолиты встречаются как исключение (*Conophyton reticulatum*).

Характер распределения столбчатых построек в верхнеципандинских отложениях лучше всего виден в скалах над правым берегом майской протоки Ырья (рис. 32). Они слагают восемь маломощных (от 0,1–0,2 до 1,2–1,3 м) горизонтов среди господствующих тонкослоистых, то массивных, то плитчатых доломитов. В последних иногда наблюдаются водорослевая слоистость либо нечеткие пластовые строматолиты. В упомянутых горизонтах столбчатые постройки тесно ассоциируют со столбчато-пластовыми и пластовыми, переходя в них по латерали и по вертикали. Мощность горизонтов в пределах обнажения заметно меняется, а четыре верхних на коротких расстояниях выклиниваются, предварительно лишаясь столбчатых строматолитов. Последние в коллекции 3891 представлены *Minjaria sakharica* Kom. (обр. 284А), *Colonnella* sp. (обр. 284С, 285), *Col. ulakia* Kom. (обр. 285А, Б, 286А, В) и неопределимыми фрагментами (обр. 286Г, Е). Распределение образцов по разрезу видно на рис. 32.

Изложенные данные показывают, что в Майской впадине наиболее дифференцированный разрез ципандинской свиты наблюдается в районе пос. Ципанда – скал Малгина, откуда как в северо-западном, так и в восточном и юго-восточном направлениях он становится все более монотонным за счет увеличения относительной роли массивных, в восточных районах частично неслоистых пород. Одновременно в юго-восточной части впадины нарастает степень вторичных преобразований доломитов. Перекристаллизация, окварцевание и брекчирование скрадывают их первичные признаки, что особенно чувствуется в условиях недостаточной обнаженности. Проявления этих вторичных процессов, равно как и текстурно-структурные особенности описанных пород, специально рассмотрены Ю.В. Давыдовым [1975], что позволяет нам на этом не останавливаться.

Мощности свиты в Майской впадине минимальных значений – 230–250 м – достигают на северо-западе структуры (район пос. Аим), затем увеличиваются до 350–400 м в центральной ее части, а на востоке и юго-востоке приближаются к 500 м. По аналогии с более древними рифейскими толщами можно было бы ожидать дальнейшего их увеличения в Юдомо-Майском прогибе. Однако этого не происходит. Мощность ципан-

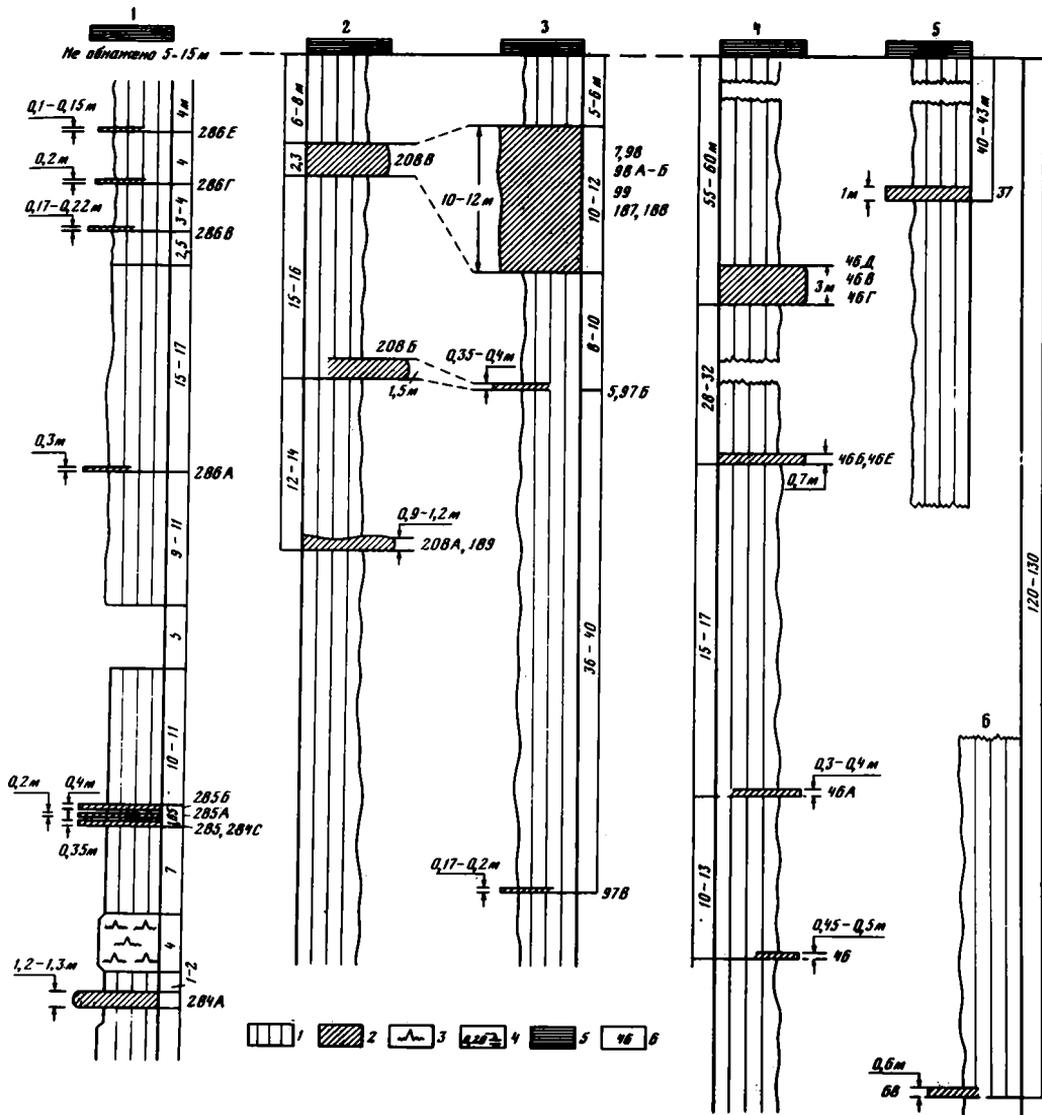


Рис. 32. Положение столбчатых строматолитов в верхних горизонтах ципандинской свиты

1 — нестроматолитовые (в том числе водорослево-слоистые) доломиты; 2 — биостромы столбчатых и столбчато-пластовых строматолитов; 3 — пластовые и столбчато-пластовые строматолиты; 4 — мощность биостромов, м; 5 — нерюенская свита; 6 — номер образца

Разрез: 1 — р. Мая, протока Ырыя; 2—5 — р. Ханда (Белая): 2 — правый берег ниже устья руч. Курунг-Мастах, 3 — левый берег в 2 км выше устья р. Харьялаах, 4 — правый берег в 3 км выше устья руч. Светлого, 5 — левый берег в 1 км ниже устья руч. Маастах; 6 — руч. Мускель, среднее течение

длиных доломитов в прогибе не только не возрастает, но в ряде случаев значительно уменьшается по сравнению с наблюдаемой в Майской впадине.

В зоне сочленения данной впадины и Юдомо-Майского прогиба, в междуречье Игникача и Талы, разрез свиты, по данным С.М. Калимулина, сходен с улакским. Нижняя толща серых плитчатых доломитов (150 м) расчленяется здесь на две пачки: 1) тонкозернистых горизонтально-слоистых пород (60 м) и 2) микрозернистых тонкослоистых доломитов с прослоями волнисто-слоистых строматолитовых разностей (90 м). Выше залегают серые массивные мелкозернистые доломиты с отдельными прослоями плит-

чатых (170–180 м), а затем – светло-серые плитчатые микрозернистые, частично пластово-строматолитовые доломиты (80–95 м). Суммарная мощность свиты 400–425 м, что несколько меньше, чем в междуречье Улака и Тоннекана. Более существенное сокращение ее мощности – до 350–400 м – наблюдается на правобережье руч. Утанак (бассейн р. Ингили).

Далее к востоку, уже в пределах внутренней зоны Юдомо-Майского прогиба, лучшие по обнаженности разрезы свиты вскрываются на левобережье р. Челасин. Нижние ее горизонты видны у устья р. Кира. Выше темноцветных малгинских известняков после небольшого (5–7 м) перерыва в обнажении в данном разрезе залегают серые мелкозернистые доломиты. Это массивные, иногда слабоалевритистые породы, расчлененные прожилками светлого кристаллического доломита на обломки и блоки разной формы и размеров, в которых местами сохраняются реликты тонкой слоистости. Через 15–18 м по мощности массивные породы постепенно сменяются несколько более светлыми плитчатыми, содержащими лишь отдельные пласты массивных сахаровидных. В плитчатых доломитах нередко видна строматолитовая слоистость (обр. 4303/183), кое-где описывающая пологие купола амплитудой 1,5–2 м. Мощность плитчатой пачки 70–80 м. На нее налегают светло-серые, иногда желтоватые сахаровидные массивные доломиты, местами обладающие грубой полосчатостью, подчеркиваемой линзами белого кристаллического доломита. Характерны секущие прожилки кварца и доломита, а также мелкие каверны, частично выполненные кристаллами тех же минералов. Видимая мощность массивной пачки у устья р. Кира 80–90 м, а суммарная мощность разреза 170–200 м.

Верхние горизонты ципандинской свиты вскрываются несколько ниже по р. Челасин, в 4 и 8 км ниже устья р. Большой Комуй. В видимом основании разреза здесь обнажена мощная (190–220 м) однообразная толща серых и светло-серых доломитов. В нижних 90–110 м это однообразные массивные породы, очень похожие на те, что слагают верхнюю пачку, вскрытую у устья р. Кира, а выше (100–115 м) появляются нечетко обособленные пакеты (5–12 м) плитчатых слоистых, частично строматолитовых доломитов, которые содержат новых представителей столбчато-пластовых и пластовых построек (обр. 154А,Б, 155, 155А,Б, коллекция 3891). В измененных грубополосчатых доломитах местами видны крупные пологие купола, позволяющие предполагать, что эти породы первично также являлись строматолитовыми. У кровли разреза, непосредственно ниже лахандинской серии, отмечаются отдельные пласты (1–4 м) темно-серых косослоистых доломитов. Описанные отложения суммарной мощностью 200–220 м, вероятно, с некоторым перерывом надстраивают разрез, вскрытый у устья р. Киры. Общая мощность свиты оценивается А.А. Ельяновым, проводившим геологическую съемку района, в 400–420 м. В целом общая последовательность ципандинских отложений в бассейнах Игникана и Челасина – преимущественно плитчатые доломиты, главным образом массивные доломиты и чередование тех и других – близка к наблюдаемой на юго-востоке Майской впадины.

К востоку от р. Челасин рассматриваемые отложения вскрыты в верховьях р. Малый Комуй, где они представлены однообразными серыми, большей частью массивными доломитами. Эти мелко-среднезернистые породы сильно изменены, пронизаны прожилками кристаллического доломита и кварца и при выветривании иногда выглядят как причудливые кварцевые соты, почти лишенные карбонатного материала. Мощность свиты в этом участке нами оценивается в 320–360 м, а С.В. Нужновым [1967, с. 82] – еще более низкими значениями (280 м).

Значительное сокращение мощности свиты происходит не только к востоку, но и к северу от бассейна Челасина. На правобережье р. Нёт выше руч. Неньнеи она составляет 250–300 м. Сходные цифры (250–280 м) приводятся С.М. Калимулиным и А.С. Филипповым [Нужнов, 1967, с. 81–82] для более северного участка бассейна р. Нёт (ручьи Малая Каманма и Левая Айля). В основании свиты здесь указывается пачка (60–80 м) плитчатых мелкозернистых доломитов, сменяющаяся вверху толщей массивных мелко- и тонкозернистых разновидностей (160–200 м), на которую налегает

лахандинская серия. Еще северо-западнее, на правобережье Май у устья р. Мондоны, мощность ципандинских отложений всего 220–250 м, хотя не исключено, что их нижняя часть срезана небольшим нарушением. Следует оговориться, что во всех только что перечисленных участках точное определение мощности затруднено плохой обнаженностью и небольшим количеством надежных замеров элементов залегания пород. Однако близость результатов, полученных по нескольким разрезам, и совпадение наших данных с данными геологических съемок показывают, что относительно низкие мощности ципандинской свиты в южной части Юдомо-Майского прогиба — реальный факт.

К северу от рассмотренной территории, в бассейнах рек Юдомы и Аллах-Юнь, полные разрезы описываемых отложений не вскрыты. Лишь в зоне Нельканского шва здесь выступают верхние горизонты (до 200–250 м) свиты, представленные массивными светлыми доломитами, обычно сильно перекристаллизованными.

Полные разрезы свиты вновь наблюдаются на севере региона, в пределах Кыллахской, Эбейкехаятинской и Горностахской структур. На Кыллахской гряде с постепенным переходом на малгинских известняках в основании свиты залегает 50–70-метровая пачка светлых тонко-мелкозернистых плитчатых доломитов, знакомых нам по другим районам. Они содержат *Malginella zipandica* (обр. 188–192, коллекция 4303). Выше, слагая основную по мощности часть свиты, следует значительная толща подобных же, но массивных доломитов, среди которых плитчатые появляются в виде отдельных пакетов лишь у кровли. Массивные породы в нижней, большей части толщи содержат *Parmites amicis* (обр. 185–187, коллекция 4303) и редкие *Malginella zipandica* (обр. 4303/184). У кровли свиты на левобережье р. Керби найдены ближе не определенные столбчатые строматолиты. Мощность ципандинских отложений на правом склоне долины Алдана над устьем руч. Дыз-Аппа 320–340 м, но верхние их горизонты здесь срезаны предъюдомским размывом. В хуже обнаженных разрезах на западных отрогах горы Кубалы-Дьяаната и по р. Керби, где эти отложения перекрыты лахандинскими толщами, их полная мощность 400–450 м.

При переходе от Нельканской зоны к Юдомо-Майскому прогибу на севере региона, как и на его юге, мощности ципандинских доломитов резко сокращаются. На западном крыле Горностахской антиклинали нижняя часть свиты лучше всего обнажена в скалах на левобережье р. Белой против устья р. Старый Горонастль в 200–250 м над урезом воды. Это обычные для данного уровня светлые неравномерноплитчатые тонко-мелкозернистые доломиты (35–40 м), как правило обладающие тонкой слоистостью, которая подчеркивается миллиметровыми линзочками кремней и согласными сегрегациями средне-крупнозернистого доломита. В них иногда наблюдаются *Malginella zipandica* (обр. 4303/185) и *Parmites amicis* (обр. 4303/186). Выше без резких границ залегает толща массивных мелкозернистых доломитов, неслоистых или сохраняющих реликты тонкой, возможно строматолитовой, слоистости, вдоль которой вытягиваются мелкие линзочки кремней. Лучшие выходы этой толщи наблюдаются в скалах на левом берегу р. Белой между устьями ручьев Курунг-Мастах и Харыйаллах, где вскрываются ее верхние 120–130 м, перекрытые лахандинскими отложениями. Полная мощность толщи составляет 150–170 м, а всей свиты — 200–220 м. Сравнительно маленькую (230–240 м) ее мощность отмечает В.А. Ян Жин-шин и к югу от р. Белой, в верховьях руч. Правый Чухоной.

В верхних 63–65 м свиты между устьями ручьев Курунг-Мастах и Харыйаллах наблюдаются несколько выклинивающихся биостромов столбчатых строматолитов (см. рис. 32) и обычно примыкающие к ним прослойки эндокластических конгломератобрекчий. Наиболее мощный из таких биостромов залегает в 5–8 м от кровли свиты и содержит *Minjaria sakharica* Kom. (обр. 7, коллекция 3858; обр. 98, 98В, 99, 208В, коллекция 3891; обр. 188, коллекция 4303), тесно ассоциирующие с морфологически более сложными постройками *Confunda* sp., обладающими той же микроструктурой (обр. 98А,Б, 99, коллекция 3891; обр. 187, коллекция 4303). В нижележащих более тонких биостромах столбчатые *Colonnella ulakia* Kom. (обр. 97Б, 208А,Б, коллекция 8. Зак. 278

3891; обр. 5, коллекция 3858; обр. 189, коллекция 4303) и *Baicalia aff. rara* Semikh. (обр. 97В, коллекция 4303) сочетаются с пластовыми и столбчато-пластовыми, которые подстилают столбчатые, а иногда и замещают их в зонах выклинивания биостромов.

На восточном крыле Горностахской антиклинали в бассейне р. Белой вся свита сложена светлыми, преимущественно массивными сахаровидными доломитами, подобными слагающим верхнюю ее толщу на западном крыле. Их мощность по р. Белой ниже устья р. Мастах 260–300 м, а по руч. Мускель – 290–320 м. В породах здесь сохраняются реликты тонкой слоистости, которая по крайней мере частично носит строматолитовый характер. Это подтверждается редкими находками *Parmites aimicus* (обр. 4470/54, 4303/190) и несомненных пластовых построек в менее измененных породах. В верхней части свиты встречены пакеты темно-серых битуминозных доломитов, а в интервале 140–40 м от кровли – ряд линзовидных биостромов, заключающих столбчатые строматолиты относительно хорошей сохранности: *Colonnella ulakia* Kom. (обр. 46, 46А, коллекция 3891; обр. 191, коллекция 4303), *Confunda* sp. (обр. 37, 37А, 46Б,Е, коллекция 3891), *Telemsina* sp. (обр. 46В,Г, коллекция 3891). Их распределение по разрезу видно на рис. 32.

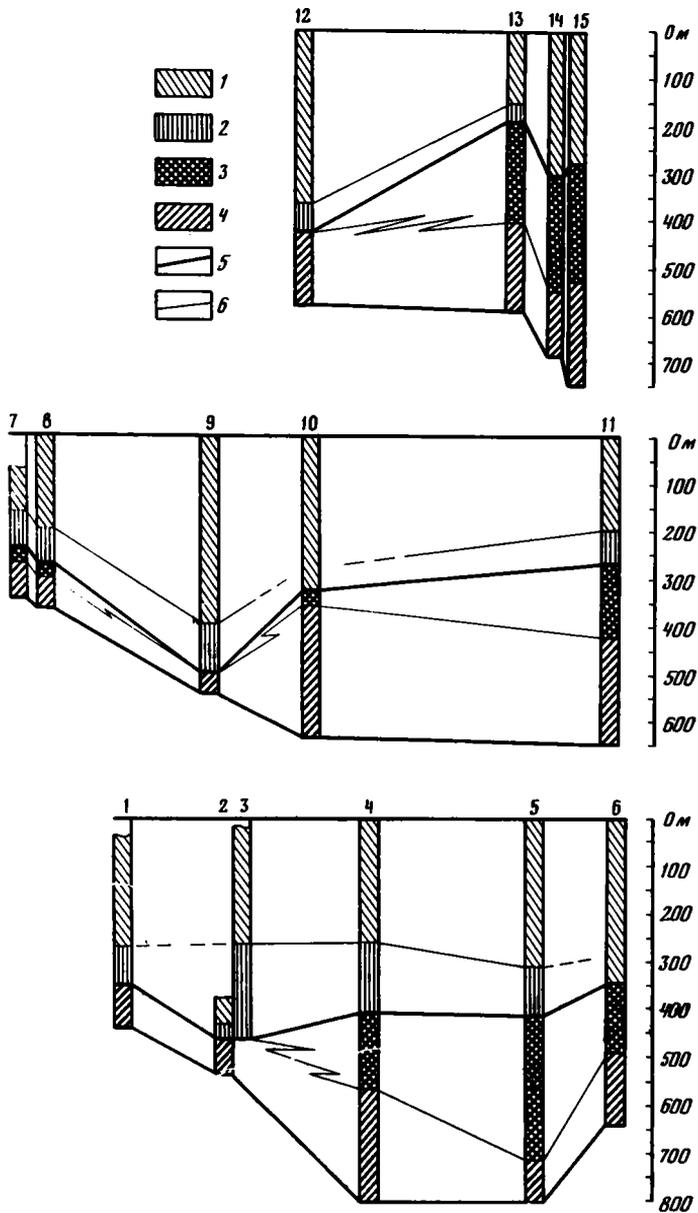
Завершая описание ципандинской свиты, остановимся на соотношении ее объема и объема фирской свиты местной стратиграфической схемы севера Юдомо-Майского прогиба. В литературе господствует мнение о их тождестве, и именно так принято в унифицированных стратиграфических схемах Сибири 1978 г. Мы с этим согласиться не можем. Дело в том, что фирская свита в первоначальном понимании в качестве верхнего своего члена включает небольшую (12–15 м) пачку серых, рыжеющих при выветривании строматолитовых доломитов с якутофитонами, конофитонами и байкалиями, образующими якутофитоновые циклы. Ниже будет показано, что эта пачка является неотъемлемым членом лахандинских отложений. Вопрос о ее стратиграфической принадлежности носит принципиальный характер, так как в данной пачке заключена значительная часть строматолитовых таксонов, которые считаются характерными для так называемого ципандинского горизонта его авторами [Крылов и др., 1968; Шаповалова, 1974, 1979; и др.].

Итак, ципандинская свита на фоне общего литологического однообразия обнаруживает сложную изменчивость деталей строения, которая наиболее ярко выражена в Майской впадине. В результате ни одна из пачек, выделяемых в конкретных разрезах, не прослеживается по всей площади района. Относительно более выдержанной является нижняя, плитчатая пачка, лишь иногда уступающая место массивным доломитам, но и ее границы явно диахронны.

Строматолитовая характеристика ципандинской свиты, суммированная на рис. 45, меняется как по разрезу, так и по площади. Пластовые и столбчато-пластовые строматолиты, характеризующие нижние и средние горизонты свиты, наиболее обильны в Майской впадине, а в прогибе почти совсем исчезают, видимо, в связи с большей перекристаллизацией пород, а не с первичными причинами. Напротив, столбчатые постройки верхних горизонтов свиты своим расположением главным образом на юге Майской впадины и на севере Юдомо-Майского прогиба отражают специфику фашиальных обстановок. Уровень появления этой ассоциации от места к месту, как мы видели, несколько "плавает" по разрезу верхнеципандинских отложений.

Микрофолиты в ципандинской свите очень редки, а те, которые встречены, имеют плохую сохранность. В нашей коллекции определенных их форм нет. З.А. Журавлева [1977а] и Л.И. Нарожных, изучавшие свиту по Мае ниже пос. Нелькан, по рекам Ингили и Аиму, указывают в ней *Vesicularites parvus* Zabr., *Ves. flexuosus* Reittl., *Ves. compositus* Z. Zhur.

План распределения мощностей ципандинских отложений необычен. Их максимальные значения (до 450–500 м) наблюдаются в восточной части Майской впадины и в смежной части Юдомо-Майского прогиба, откуда они убывают как к западу и северо-западу, в сторону Омнинского поднятия, так и к востоку, к внутренним частям упомянутого прогиба. Такой план, не повторяемый ни одной другой свитой региона, наводит



**Рис. 33.** Изменения мощностей малгинской и ципандинской свит в Майской впадине и Юдомо-Майском прогибе

1, 2 — ципандинская свита, светлые доломиты: 1 — преимущественно массивные, 2 — преимущественно плитчатые; 3, 4 — малгинская свита: 3 — темно-серые и черные битуминозные известняки, доломиты, а в Майской впадине и глинисто-карбонатные сланцы, 4 — пестроцветные тонкоплитчатые известняки; 5, 6 — линии сопоставления: 5 — свит, 6 — пачек

Разрезы: 1—3 — р. Мая: 1 — у устья руч. Серга, 2, 3 — ниже (2) и выше (3) пос. Хаахар; 4 — р. Игникан; 5 — левобережье р. Челасин в его среднем течении; 6 — верховья р. Малый Комуй; 7 — низовья р. Анм — скалы Селия на р. Мае; 8 — скалы Сыгырайя на р. Мае; 9 — бассейн среднего течения р. Ингили; 10 — верховья р. Утанак; 11 — бассейн среднего течения р. Нёт; 12 — Кыллахская гряда, северная часть; 13 — р. Ханда (Белая) ниже устья руч. Старый Горонастьль; 14 — руч. Мускель; 15 — р. Ханда (Белая) выше устья руч. Мускель

на мысль о диахронности границ ципандинских доломитов [Комар и др., 1970, 1977; Хоментовский и др., 1972; Серебряков, 1975]. В.В. Хоментовский и его соавторы полагают, что наблюдаемый в прогибе "дефект мощностей" этих доломитов можно и нужно ликвидировать, причленив к ципандинской свите вышележащую мощную (до 100–120 м) аргиллит-доломитовую толщу. С этим никак нельзя согласиться, ибо упомянутой толще, по данным Д.А. Живцова и других геологов НПО "Аэрогеология", предшествует региональный перерыв, маркирующий нижнюю границу лахандинской серии.

Разгадку странного поведения ципандинских доломитов, видимо, дает анализ соотношения их мощностей с мощностями подстилающих малгинских известняков. Направления изменчивости тех и других при переходе от Майской впадины к Юдомо-Майскому прогибу оказываются прямо противоположными, а суммарные мощности малгинско-ципандинской карбонатной толщи ведут себя в соответствии с региональными закономерностями (рис. 33). В Майской впадине они плавно возрастают с запада на восток, затем резко увеличиваются в зоне сочленения этой впадины с Юдомо-Майским прогибом, а в пределах последнего испытывают небольшие колебания вокруг общих повышенных значений. Учитывая эти данные и согласные взаимоотношения малгинской и ципандинской свит, мы можем рассматривать карбонатную часть кerpильской серии как двуединое подразделение, внутри которого граница между нижней, известняковой и верхней, доломитовой частями смещается вверх по разрезу в восточном направлении. В результате в пределах Учуро-Майской плиты в этом подразделении преобладают доломиты, а в прогибе — известняки.

#### ЛАХАНДИНСКАЯ СЕРИЯ

Лахандинская серия [Комар и др., 1970], отвечающая одноименной свите В.А. Ярмолюка [1946], — одна из наиболее изменчивых литостратиграфических единиц учуромайского рифея. Область ее развития ограничена центральной и восточной частями Майской впадины и Юдомо-Майским прогибом. Она слагает обширные поля на правобережье среднего течения р. Май в названной впадине, обнажается вдоль зоны Нельканского шва к югу от р. Белой и выступает на крыльях структур второго порядка в Юдомо-Майском прогибе. По всей этой территории известны достаточно полные разрезы лахандинских отложений. Лучшие по обнаженности вскрыты на восточном (см. рис. 37) и отчасти на западном крыльях Горностахской антиклинали, где почти вся серия выступает в коренных обнажениях. На остальной территории коренные выходы образуют, как правило, только карбонатные части серии, но и они нередко видны здесь только в развалах. Последнее относится в особенности к тем районам, где лахандинские отложения слагают водораздельные пространства и склоны долин небольших рек.

От подстилающих ципандинских доломитов лахандинская серия отделена региональным перерывом, а на значительной территории — и корой выветривания [Каминский, Потапов, 1968; Скляров, 1975, 1981; Неволин и др., 1978; данные Д.А. Живцова]. Последняя представлена гидрослюдисто-глинистыми породами мощностью до 3–4 м, в которых местами появляются линзы и гнезда бокситов либо мономинеральных каолинитов. Базальные горизонты серии в Майской впадине содержат крупные (длиной до 600–700 м, мощностью до 8–12 м) линзы аллитовых пород, состоящих из примерно равных количеств глинозема, окислов железа и кремнезема [Неволин и др., 1978], и более мелкие линзы мономинеральных каолинитов [Скляров, 1975, 1981]. К востоку эти линзы постепенно "растворяются" в высокорзрых, частично каолинсодержащих породах, генетически связанных с переотложением продуктов предлахандинской коры выветривания [Акульщина и др., 1969; Литология . . . , 1980]. Хотя упомянутые бокситы некоторые исследователи связывают не с рифейскими, а с кайнозойскими процессами [Скляров, 1975; и др.], сам факт существования предлахандинского перерыва и коры выветривания в Майской впадине и в смежной части прогиба неоспорим. В крайних восточных и северных разрезах следы этого перерыва менее четки.

В главе II уже говорилось, что авторы принимают деление лахандинской серии на две региональные свиты — нерюенскую и игниканскую [Комар и др., 1970, 1973, 1977], тогда как большинство геологов считают возможным делить ее на четыре свиты, верхней из которых является игниканская, а три нижележащие отвечают нерюенской. Далее будет показано, что четкое трехчленное строение нерюенских отложений, наблюдаемое в юго-западных разрезах (существенно аргиллитовые кумахинская и нельканская подсвиты, разделенные карбонатной мильконской [Нужнов, 1967]), утрачивается в восточных и северных. Здесь упомянутые подсвиты сливаются в сплошную преимущественно карбонатную толщу, в которой шире других трассируются аналоги кумахинских отложений. Стремление к повсеместному расчленению нижнелахандинских толщ на три единицы приводит к тому, что в качестве одноименных свит (подсвит) в разных частях региона описывают различные по составу отложения, даже относительная синхронность которых недоказуема (см. ниже).

### *Нерюенская свита*

Эта свита была предложена Вл. А. Комаром и авторами данной работы [Комар и др., 1970] как объединение нижнелахандинских (доигниканских) отложений — трех упомянутых ранее подсвит Майской впадины и их возрастных аналогов в Юдомо-Майском прогибе.

Типовой разрез свиты расположен на левом берегу р. Май в районе устьев рек Талая, Нерюен и Емелекеен; в нем в естественных выходах полно видна лишь средняя подсвита. В отложении нижней, кумахинской подсвиты (45—48 м) здесь преобладают пестроцветные (красные, зеленые, реже табачные, серые, черные) листоватые тонко-слоистые аргиллиты с послойным или пятнистым распределением окраски. Они содержат линзы аллитов, тяготеющие к нижней части разреза, стяжения сидеритов, тонкие прослой кварцевых, нередко железистых тонкозернистых песчаников и алевролитов, а в верхних 18—20 м — пласты (до 1,8 м) глинисто-алевритистых, частично строматолитовых доломитов с *Colonnella* sp. (обр. 425, коллекция 4303; обр. 306А—В, коллекция 3891). В верхней части подсвиты у устья руч. Ырытында Б.В. Тимофеев и Т.Н. Герман в аргиллитах обнаружили богатый комплекс микрофитофоссилий [Тимофеев и др., 1976; Герман, 1981].

Вышележащая мильконская подсвита (70—72 м) — это серые и светло-серые строматолитовые, хемогенные и микрофитолитовые породы смешанного известково-доломитового состава (доломитность от 2 до 90%), среди которых преобладают известняки и слабодоломитистые известняки. У основания и в кровле подсвиты они содержат тонкие прослой и линзы аргиллитов. Перечисленные карбонатные породы слагают несколько осадочных ритмов мощностью 3—15 м, разделенных поверхностями небольших размывов (рис. 34). Большие нижние части ритмов образуют монолитные строматолитовые биостромы, а меньшие верхние — толстоплитчатые хемогенные и микрофитолитовые породы, иногда содержащие глауконит и обрывки строматолитовых наслоений. В биостромах присутствуют строматолиты различной морфологии (конофитоны, якутофитоны, байкалии), которые образуют тесно связанные между собой горизонты, группирующиеся в якутофитоновые циклы, подробно описанные ранее [Серебряков и др., 1972; Серебряков, 1975]. Среди строматолитов преобладают *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 443, 453, 497, 516, 518, коллекция 4303; обр. 309Ж, коллекция 3891; обр. 97, 98Б, коллекция 4461), *B. ingilensis* Nuzhn. (обр. 431, 500, 505, 514, коллекция 4303; обр. 307, 308А, коллекция 3891; обр. 97В, Г, 98, коллекция 4461), *Jacutophyton ramosum* Schap. (обр. 436, 437, 442, 508, 511, 590, 593, 601, коллекция 4303; обр. 308Е, 309, коллекция 3891; обр. 98Д, коллекция 4461), *Coprophyton metula* Kir. (обр. 502, 510, 592, коллекция 4303). Реже встречаются *Con. cylindricum* Masl. (обр. 440, 594, коллекция 4303), *Con. aff. cylindricum* Masl. (обр. 591, коллекция 4303), *Jacutophyton multiforme* Schap. (обр. 506, 596, коллекция 4303), *Jac. cognitum* Schap. (обр. 499, коллекция 4303) и *Jac. sp. I* — новая форма якутофитонов (обр. 432, 519, 523—525, коллекция 4303; обр. 309Е, коллекция 3891),

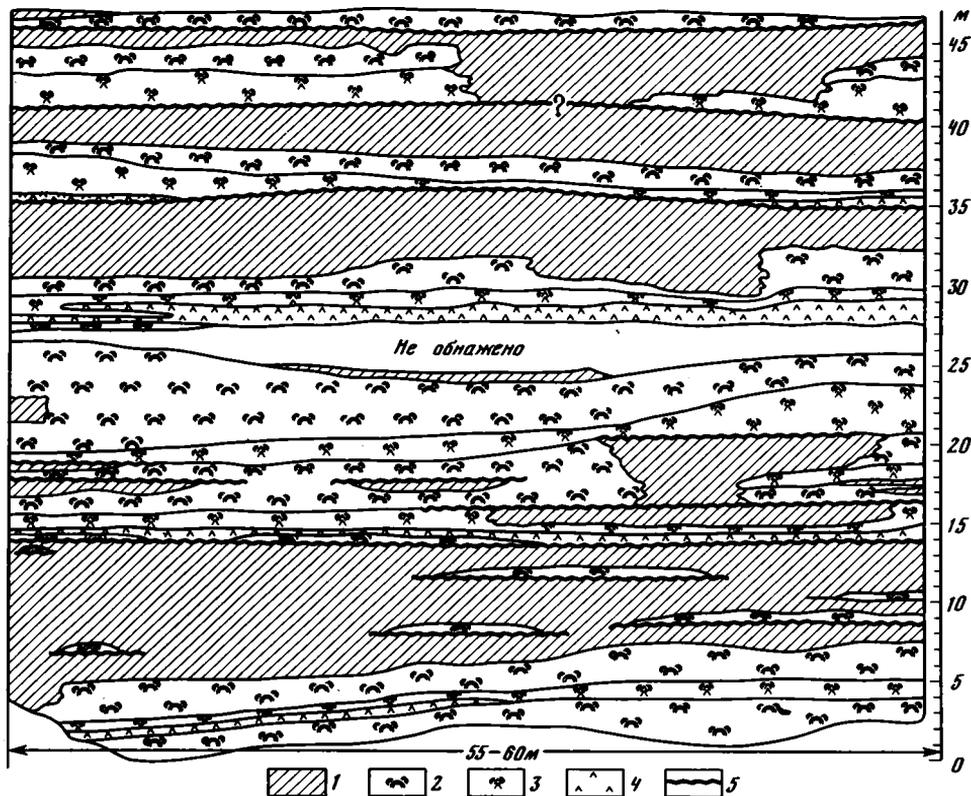


Рис. 34. Строение мильонской подсвиты на горе Красной

1-4 — известняки и доломитистые известняки: 1 — хемогенные и обломочные, 2-4 — строматолитовые, сложенные байкалиями (2), якутофитонами (3) и конофитонами (4); 5 — поверхности размывов

микроструктура которых аналогична наблюдаемой у *Baicalia lacera* Semikh. Эти якутофитоны слагают маркирующий пласт в верхней части подсвиты, а прочие перечисленные формы чередуются по ее разрезу. Указание В.Ю. Шенфиля [1978a] на наличие здесь *Minjaria uralica* Kryl. не подтвердилось на коллоквиуме по строматолитам.

Нельканская подсвита рассматриваемого разреза по составу похожа на кумахинскую. Это пестроцветные аргиллиты с тонкими (10-30 см) прослойками кварцевых алевролитов и более редких песчаников, с линзами железистых пород, а примерно в середине свиты и с пластом (1,5-1,8 м) темно-серых строматолитовых известняков, содержащих *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 455), *Conophyton metula* Kir (обр. 450), *Jacutophyton cognitum* Schap. (обр. 445, 446) и *Colonnella* sp. (обр. 448, 449, 454, все — коллекция 4303). У подошвы и у кровли этого пласта строматолиты (*Col.* sp., *Conophyton* sp.) проникают и в аргиллиты [Серебряков, 1975, рис. 77]. Мощность подсвиты здесь 110-120 м, а всей нерюенской свиты — 220-240 м. Выше (контакт не вскрыт) залегают игниканские известняки.

Рассмотренные отложения почти без изменений протягиваются к югу от стратотипа, к району скал Сыгырайа на Мае и к низовьям р. Ингили. Над этими скалами в серии канав и карьеров видно, что разрез кумахинской подсвиты, имеющей мощность 60-62 м, начинают вишнево-красные глинистые тонкоплитчатые алевролиты и аргиллиты (9-10 м) с прослойками и линзами аллитов. Они налегают на кору выветривания ципандинских доломитов и в основании заключают угловатые обломки размером до 4-5 мм этих доломитов и кремней. Выше следуют серые и зеленые аргиллиты

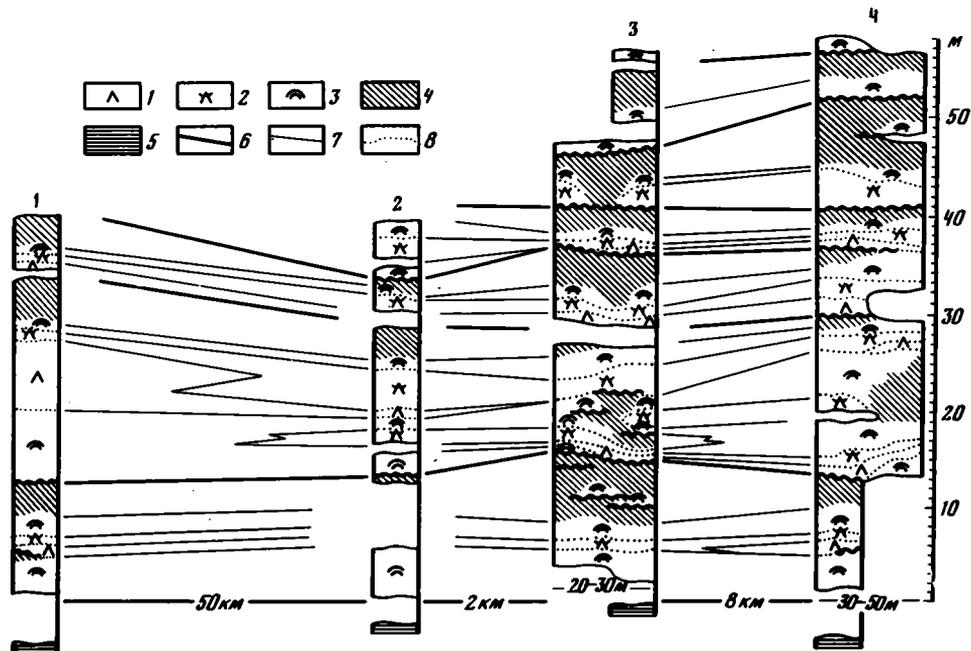


Рис. 35. Строение мильконской подсвиты в северной части Майской впадины (по С.Н. Серебрякову и др. [1972], с добавлениями)

1–4 – известняки и доломитистые известняки: 1–3 – строматолитовые, сложенные конофитонами (1), якутофитонами (2) и байкалиями (3), 4 – хемогенные и обломочные; 5 – аргиллиты кумахинской подсвиты; 6, 7 – линии сопоставлений циклов (6) и элементов циклов (7); 8 – границы биостромов, сложенных морфологически различными постройками

Разрезы по р. Мае: 1 – скалы Сыгырайа, 2 – протока Тырбылыныр, 3, 4 – левый склон долины: 3 – гора Красная, 4 – над избой Первушина

(51–53 м) с прослоями вишневых разностей и отдельными пластами доломитов. У кровли эти доломиты обломочные, ниже – строматолитовые (*Colonnella* sp., обр. 290А–Г, коллекция 3891). Мильконские отложения над скалами Сыгырайа (70–75 м) построены так же, как в типовом разрезе. Из присутствующих здесь строматолитов в коллекции 4303 имеются: *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 421, 422), *B. ingilensis* Nuzhn. (обр. 415, 416), *Conophyton cylindricum* Masl. (обр. 413), *Con. aff. cylindricum* Masl. (обр. 419), *Jacutophyton multiforme* Schap. (обр. 414) и *Jac. ramosum* Schap. (обр. 420, 427, 428, 590). Эти строматолиты образуют якутофитоновые ритмы, особенности которых позволяют детально сопоставить данный разрез со вскрытым по р. Мае ниже устья р. Талая (рис. 35). Это тем примечательнее, что в конкретных обнажениях циклы испытывают некоторые латеральные изменения (см. рис. 34).

Южнее, в нижнем и среднем течении р. Ингили, в ряде мест (выше устья р. Лексены, у устья руч. Аян-Колях, ниже устья р. Тастах, на левобережье руч. Павлучан) можно видеть, что строение кумахинской подсвиты (45–50 м) отличается от описанного лишь господством зеленовато-серой окраски аргиллитов, спорадическим появлением строматолитовых доломитов в верхней части подсвиты при отсутствии их в нижней и выклиниванием прослоев песчаников в восточном направлении. У устья руч. Павлучан в основании подсвиты видны неровности ложа амплитудой до 50 см. Мильконские толщи (75–80 м), судя по отдельным обнажениям и развалам, здесь сохраняют состав и общий тип строения. Нельканская подсвита в низовьях р. Ингили увеличивает как свою общую мощность (120–135 м), так и особенно мощность маркирующего пласта строматолитовых пород (10–11 м). Вместе с тем количество песчаников и алевролитов

в ее составе растет, и в нижней половине разреза они слагают значительные пакеты (до 10 м). У кровли подсвиты среди аргиллитов появляются прослои известняков.

Строматолиты мельконской и нельканской подсвит по р. Ингили, как обычно, слагают якутофитоновые ритмы. Среди немногих собранных в них образцов (коллекция 4303) в первой из названных подсвит определены *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 521, 621), *B. ingilensis* Nuzhn. (обр. 547, 548), *Conophyton* cf. *cylindricum* Masl. (обр. 552), *Jacutophyton ramosum* Schap. (обр. 553, 595, 597, 598), *Jac. cognitum* Schap. (обр. 549), а из второй — *Baicalia lacera* (обр. 620), *Conophyton lituum* Masl. (обр. 554) и *Colonnella* sp. (обр. 555). Помимо этого, в мельконской подсвите в 2 м от основания среди красных известняков выше устья руч. Хандын-Макит В.Ю. Шенфиль [1978а] нашел *Inzeria tjomusi* Kryl. и *Jurusania cylindrica* Kryl., с определениями которых согласились почти все участники четвертого жоллоквиума по строматолитам.

Несколько южнее, в районе пос. Ципанда и в бассейне руч. Нижний Уськун, мельконские отложения не меняются, тогда как кумахинские и нельканские слабо сокращаются в мощности (соответственно 35—40 и 80—90 м), а вторые продолжают насыщаться песчаниками и алевролитами. Более существенные изменения в строении свиты происходят в юго-восточной части Майской впадины. Уже в бассейне руч. Аллара-Бачикан и на правобережье р. Чулинда, по данным С.М. Калимулина, среди кумахинских аргиллитов присутствуют прослои не только обычных для подсвиты доломитов, но и (в верхней части) известняков, а состав мельконской подсвиты пополняется темными битуминозными известняками. В нельканской подсвите здесь падает количество песчаников и растет мощность пласта строматолитовых известняков до 40 м. В среднем течении р. Ляки видно, что этот пласт при значительно меньшей мощности расщеплен на отдельные слои прослоями вишневого аргиллитов. Эти прослои содержат разобщенные постройки желваковых и столбчато-желваковых строматолитов [Серебряков, 1975, рис. 77], а карбонатные слои — *Colonnella* sp. (обр. 60), *Jacutophyton ramosum* Schap. (обр. 61, 599) и *Jac. cognitum* Schap. (обр. 62, все — коллекция 4303). Мощности трех подсвит в бассейнах руч. Аллара-Бачикан и р. Чулинда С.М. Калимулин оценивает в 70—90, 120—150 и 130—150 м, отмечая их рост к востоку, к пос. Нелькан. В его окрестностях (в 4—7 км ниже поселка) на правобережье Май у уреза воды и на склонах долины вскрыт один из лучших разрезов свиты. На ципандинских доломитах в нем залегают:

Мощность, м

1. Аргиллиты темно-серые, зеленые и реже красные, с тонкими прослоями черных тонкослоистых алевролитов, линзами глинистых сидеритов, а в нижней части и аллитов . . . . . 32—34
2. Аргиллиты, сходные с подстилающими, через 1,5—2,5 м содержащие прослой в 20—70 см хомогенных глинистых и катаграфиевых серых доломитов с бурой коркой выветривания . . . . . 20—22
3. Известняки доломитистые, серые и розовые, хомогенные, глинистые, тонкоплитчатые, с линзами (до 5—7 см) аргиллитов . . . . . 18—20
4. Известняки доломитистые, в основании темно-серые, выше светло-серые и розоватые, катаграфиевые, с редкими зернами глауконита, с прослоями (до 0,5 м) серых аргиллитов. В.Ю. Шенфиль отсюда приводит *Jurusania cylindrica* Kryl. . . . . 16—18
5. Известняки и доломитистые известняки в нижних 8—10 м красные, выше — преимущественно светло-серые, строматолитовые, с тонкими (0,2—2,2 м) редкими прослоями и линзами нестроматолитовых, главным образом катаграфиевых и обломочно-катаграфиевых разновидностей. В строматолитовых пластах (2—10 м) — сложная якутофитоновая цикличность. В коллекции 4303 отсюда определены *Baicalia ingilensis* Nuzhn. (обр. 358, 359, 361, 395), *Conophyton cylindricum* Masl. (обр. 34, 397, 406, 588, 582), *Con. aff. cylindricum* Masl. (обр. 587), *Jacutophyton ramosum* Schap. (Обр. 43, 363, 364, 396, 602), *Jac. multiforme* (обр. 46, 393, 400, 403, 404), а также *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 388), найденная в 12 м от кровли пачки. В.Ю. Шенфиль [1978а] убедительно показал, что последняя форма присутствует и вблизи ее основания . . . . . 40—42
6. Известняки темно-серые до черных, толстоплитчатые и массивные, тонкозернистые, хомогенные, слабобитуминозные, у кровли — обломочные . . . . . 13—14
7. Известняки светло-серые и розоватые, тонкозернистые, строматолитовые, сложенные главным образом байкалиями (*Baicalia lacera* Semikh., обр. 4303/42): лишь у подошвы — прослой (40 см) с якутофитонами . . . . . 10—11
8. Известняки, аналогичные слагающим слой 6, в верхней части — с редкими пластами в 1—3 м светлых обломочно-катаграфиевых и строматолитовых известняков, сложенных байкалиями и иногда якутофитонами. Отсюда взята *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 4303/387) . . . . . 26—28

9. Известняки, как в слое 7. В нижних 21–22 м они сложены *Baicalia ingilensis* Nuzhn. (обр. 384, 385), редкими *Colonnella* sp. (обр. 357) и содержат отдельные прослои катаграфиевых разностей, выше — целиком сложены якутофитоновыми циклами, состоящими из *Soprophyton metula* Kir. (обр. 366, 373–375), *Jacutophyton cognitum* Schar. (обр. 372, 376, 380, 382), *Baicalia ingilensis* Nuzhn. (обр. 367, 368) и отдельных *Jacutophyton ramosum* Schar. (обр. 383, все — коллекция 4303). В 14 м от кровли — небольшой прослой розовых известняков с *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 369). Венчает пачку метровый пласт обломочных известняков с линзами артиллитов . . . 46–48
10. Артиллиты серые с прослоями, а у основания и с пакетом вишнево-красных разностей. В интервале 14–19 м от подошвы — частые прослои серых кварцевых мелкозернистых песчаников с глауконитом, у кровли — линзы красных известняков с *Colonnella* sp. (обр. 4303/350) . 48–52
11. Известняки палевые и вишневые, тонкозернистые, массивные, сложенные якутофитоновыми циклами: *Colonnella* sp. (обр. 347, 365), *Jacutophyton ramosum* Schar. (обр. 344), *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 342, 343, 345, 603, все — коллекция 4303) . . . . . 14–15
12. Артиллиты, подобные слагающим слой 10, с редкими тонкими прослоями кварцевых глауконитовых песчаников, алевролитов, с линзами сидеритов, а у кровли и известняков . . . . . 40–45

В описанном разрезе, согласно перекрытым игниканскими известняками, слои 10–12 представляют собой тип нельканской подсвиты, а слои 3–9 — мильконской [Нужнов, 1967]. Мощность их соответственно 100–110 и 170–180 м, а кумахинской (слои 1–2) — 50–54 м. От ранее рассмотренных этот разрез отличается не только повышенными мощностями свиты (320–340 м), но и сильным увеличением роли карбонатных пород в ее сложении (до 60% общей мощности против 30% в северо-западной части Майской впадины). Вместе с тем среди мильконских известняков в районе Нелькана появляются как "моногрупповые" строматолитовые пачки, не обладающие якутофитоновой цикличностью и сложенные лишь одной морфологической группой построек (в данном случае байкалий), так и значительные пачки темных хемогенных битуминозных известняков. И те и другие отсутствуют в северо-западных районах Майской впадины, но обычны в Юдомо-Майской зоне.

В мильконских отложениях в окрестностях пос. Нелькан собраны микрофитолиты *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Ves. compositus* Z. Zhur., *Ves. enigmatus* Zabr., *Ves. elongatus* Zabr., *Ves. ingens* Jaksch., *Conferta maica* Jaksch., *Glebosites glebosites* Reitl., *Nibecularites palmipedalis* Jaksch.

Среди карбонатных пород описанных разрезов преобладают строматолитовые разности, слагающие до 4/5 мильконской подсвиты и почти все карбонаты нельканской подсвиты [Серебряков, Семихатов, 1975, рис. 60]. Их микротекстура определяется чередованием темных, относительно более тонкозернистых и светлых, относительно более зернистых наслоений, размеры и форма которых варьируют в широких пределах в зависимости от конкретного таксона образующих их строматолитов.

На втором месте по распространенности среди нерюенских карбонатов стоят микрофитолитовые разности. В большинстве случаев они сложены то мелкими (сотые — первые десятые доли миллиметра), то крупными (до 1,5–2 мм) катаграфиями, неравномерно распределенными в матрице базального либо пленочного типа. Наиболее обычны везикуляритовые породы, реже наблюдаются нубекуляритовые, совсем редко — онколитовые (озагиевые). Везикуляриты часто образуют синтетические желваки и стяжения, среди которых в некоторых шлифах несомненны диагенетические. Карбонатный материал микрофитолитов охвачен интенсивными процессами грануляции и перекристаллизации, но обычно более тонкозернист, чем матрикс. Лишь в отдельных местах перекристаллизация наиболее сильно поражает везикуляриты и озагии. Последние в таких случаях выглядят как крупные овальные агрегаты мозаичного мелко-среднезернистого карбоната, окруженные тонкой прерывистой каймой тонкозернистого материала, и могут быть спутаны [Давыдов, 1975, с. 17] с кластогенными частицами.

В рассматриваемых породах нередко встречаются зерна глауконита размером до 4–5 мм, всегда сильно корродированные карбонатом. Минеральный состав пород колеблется от чисто доломитового в кумахинской подсвите до смешанного известково-доломитового и чисто известкового в двух вышележащих. В породах смешанного

состава, как показывает прокрашивание шлифов, микрофитолиты нередко обладают более высокой доломитностью, чем матрикс, в котором при перекристаллизации развиваются идиоморфные ромбоздры доломита. В сложении пород, помимо микрофитолитов, могут участвовать мелкие уплощенные обломки тонко-микрозернистого карбоната, представляющего собой обрывки строматолитовых наслоений; чаще других в таком виде присутствуют фрагменты темных слоев *Baicalia lasca*, иногда насыщающие породы. Реже встречаются окатанные обломки карбоната в 0,3–0,8 мм, не обнаруживающие явной генетической связи со строматолитами. Хотя примесь кластогенного материала не необычна для нерюенских микрофитолитовых пород, ее количество, как правило, невелико. Собственно обломочные и микрофитолитово-обломочные карбонаты в нерюенской свите не образуют значительных тел и тяготеют к окраинам и западинам кровли строматолитовых биогермов.

Темные битуминозные известняки, появляющиеся в юго-восточных разрезах нерюенской свиты, — это равно-тонкослоистые породы, сложенные однородным тонко- или тонко-мелкозернистым агрегатом карбоната, в котором иногда видны тончайшие обособления темного битуминозного (?) вещества. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие во всех нерюенских карбонатах песчаных и алевролитовых частиц силикатного состава, а также низкое содержание глинистой примеси; исключением в этом отношении являются лишь некоторые кумахинские доломиты. Не приводя здесь сведений о минеральном составе нерюенских терригенных пород [Акульшина и др., 1969; Литология . . ., 1980], подчеркнем лишь господство среди них высокозрелых разностей. Те же породы, как мы увидим далее, развиты в нерюенской свите и на остальной территории региона, но здесь происходит перераспределение относительных ролей различных их типов, а карбонаты нередко испытывают несколько более заметную перекристаллизацию.

К востоку от рассмотренных разрезов в свите продолжает увеличиваться содержание карбонатных, в особенности нестроматолитовых, пород, а мощности растут, достигая 700 м по р. Утанак (бассейн верховьев р. Ингили) и 600–650 м в бассейне р. Уйкан (данные В.Р. Алексеева и С.М. Калимулина) в прибортовой части Юдомо-Майского прогиба. Строение нерюенской свиты в южной части этого прогиба лучше всего характеризует сводный разрез, составленный по пяти пересечениям на левобережье р. Челасин между устьями рек Кира и Малый Комуй. В основании свиты тут, как и в Майской впадине, залегают аргиллиты с редкими прослоями алевролитов (50–60 м), но окрашены они главным образом в гороховые и серые тона, почти не содержат аллитов и на разных уровнях заключают невыдержанные тела серых, желтеющих при выветривании доломитов. Они либо плитчатые, глинистые с прослойками аргиллитов, либо массивные строматолитовые (*Baicalia ingilensis* Nuzhn. — обр. 4303/542; *Jacutophyton ramosum* Schap. — обр. 3891/252A). Мощность таких тел достигает 8–10 м, ниже из них (4,8–5 м) залегает всего в 11,5 м от кровли ципандинских доломитов. Последние, как это видно на левом берегу р. Челасин в 6,5 км выше устья р. Большой Комуй, отделяются от лахандинских аргиллитов размывом, который был прослежен на площади Д.А. Живцовым. Этот факт вместе с прямой литологической корреляцией не позволяет согласиться с В.В. Хоментовским и другими авторами [1972], которые относят описанные аргиллиты и вышележащую пачку строматолитовых доломитов к ципандинской свите.

Упомянутая пачка (45–50 м) представлена темно-серыми, рыжеющими при выветривании массивными строматолитовыми доломитами с пластинами и пакетами (до 3–4 м) тонкоплитчатых хомогенных доломитов и с редкими прослоями аргиллитов. Строматолиты обычно образуют моногрупповые пачки, сложенные конофитонами или якутофитонами, среди которых видны лишь тонкие прослои с байкалиями. Отсюда определены *Conophyton metula* Kir. (обр. 3891/156Ж, 4303/529, 530), *Con. cylindricum* Masl. (обр. 4303/529), *Con. aff. cylindricum* Masl. (обр. 4303/563), *Jacutophyton cognitum* Schap. (обр. 3891/156A), *Jac. ramosum* Schap. (обр. 3891/243Г), *Jac. multiforme* Schap. (обр. 3891/156В), *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 3891/248А), *B. sp.* (обр. 4303/12).

Выше следует новая пачка аргиллитов (от 40–45 до 50–55 м), очень похожая на базальную, но без карбонатов.

Далее, слагая главную часть нерюенской свиты, залегает мощная (310–340 м) почти исключительно карбонатная толща. В ней чередуются светло-серые либо розоватые массивные строматолитовые, редкие светлые микрофитолитовые и преобладающие темные плитчатые хемогенные известняки и доломитистые известняки. Строматолитовые породы дают пласты в 2–10 м (иногда до 22 м), микрофитолитовые образуют тяготеющие к ним тонкие прослои, а хемогенные – то небольшие пакеты, то пачки мощностью до 50–55 м, роль которых растет вверх по разрезу (см. рис. 33). В нижней части толщи, в интервале 15–65 м от основания, видны прослои зеленовато-серых и вишневых аргиллитов, наиболее обильные в 3 км ниже устья р. Кира. Строматолиты слагают либо моногрупповые пласты, либо небольшие якутофитоновые циклы. Отсюда собраны *Conophyton cylindricum* Masl. (обр. 3891/158B), *Jacutophyton multiforme* Schap. (обр. 157, 157B, коллекция 3891; обр. 1–3, 531, коллекция 4303), *Jac. ramosum* Schap. (обр. 3891/158, 4303/537), *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 153, 153A, 158B, 247, коллекция 3891; обр. 5, 11, 538, 539, коллекция 4303), *B. ingilensis* Nuzhn. (обр. 152, 152A, коллекция 3891; обр. 535, коллекция 4303), а у основания – редкие *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 3891/251).

Выше, завершая свиту, располагаются две сходные аргиллитовые пачки (45–50 м нижняя и 55–60 м верхняя), разделенные известняковой (45–50 м). Аргиллиты окрашены в серые и табачные тона, содержат отдельные пласты известняков, прослои алевролитов и линзы сидеритов. В нижней пачке алевролиты тяготеют к ее основанию, а в верхней, содержащей отдельные прослои песчаников, – к кровле. Разделяющие эти пачки известняки – светлые строматолитовые, а в верхней части – темные хемогенные доломитистые. Здесь собраны строматолиты *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 157Г), *Jacutophyton cognitum* Schap. (обр. 247), *Jac. ramosum* Schap. (обр. 247Б) и *Jac. multiforme* Schap. (обр. 148B, все – коллекция 3891).

Три верхние пачки челасинского разреза, подстилающие игниканские известняки, по составу отвечают трем пачкам нельканской подсвиты района пос. Нелькан, а ниже лежащие карбонатная и трехчленная доломит-аргиллитовая толщи сравнимы с мильконской и кумахинской (рис. 36, вкл.). При таких сопоставлениях получается, что двухкратное увеличение мощности всей нерюенской свиты при переходе от нельканского разреза (320–340 м) к челасинскому (640–670 м) сопровождается сокращением мощности нельканских толщ при раздуве мильконских. Этот раздув и увеличение карбонатных составляющих двух других подсвит приводят к тому, что доломиты и известняки в бассейне р. Челасин слагают до 70% свиты.

К востоку от р. Челасин, в верховьях р. Малый Комуй, мощность нерюенских отложений растет до 800–850 м, а строение их нижних горизонтов несколько меняется. Разрез свиты начинает 180–200-метровая толща темных аргиллитов, в средней части содержащая прослои и пакеты серых строматолитовых, микрофитолитовых и хемогенных доломитов, затем в 100–120-метровой пачке те же аргиллиты чередуются с прослоями строматолитовых, хемогенных и редких микрофитолитовых известняков либо доломитистых известняков, и лишь выше залегает сплошная толща подобных же известняков (300–350 м). По составу и положению в разрезе эта толща сравнима с той, которая на левобережье Челасина была названа мильконской, но по сравнению в бассейне р. Малый Комуй ниже нее переходной аргиллит-известняковой пачки порождает неопределенность в проведении здесь нижней границы мильконской подсвиты. Выше по Малому Комую залегают три пачки, по составу и последовательности отвечающие трем верхним пачкам челасинского разреза, но имеющие несколько иные мощности (100–110, 40–45 и 75–85 м). В результате указанных изменений роль карбонатных пород в сложении свиты в комуйском разрезе снижается до 50–55%. В доломитах первой толщи здесь собраны *Colonnella* sp. (обр. 88Г), *Jacutophyton ramosum* Schap. (обр. 88Б), в переходной пачке – *Jac. multiforme* Schap. (обр. 89), *Conophyton cylindricum* Masl. (обр. 101), в мильконских известняках – *Con. cylindricum* Masl.

(обр. 89Б, 102А), *Baicalia ingilensis* Nuzhn., (обр. 102Д), а в карбонатной пачке среди верхнерюенских аргиллитов – *B. lacera* Semikh. (обр. 91) и *Jacutophyton* sp. (обр. 91А, все – коллекция 4305); в поле якутофитоны наблюдались и в мельконских известняках.

К северо-востоку от низовьев р. Челасин, на крыльях Нётского антиклинория, рюенская свита слагает обширные поля. Пересечения их в бассейне р. Нёт между устьями его притоков рек Атаньджа и Неньен показали, что в нижней и средней частях свиты здесь выделяются четыре пачки, по составу отвечающие четырём нижним пачкам челасинского разреза. Базальные аргиллиты свиты в бассейне р. Нёт не превышают 30–35 м по мощности и на левобережье р. Айля сокращаются до 18–20 м. Вышележащие доломиты, напротив, возрастают до 100–110 м и включают много нестроматолитовых, слабобитуминозных разностей. Налегавшие на них аргиллиты имеют здесь мощность 70–90 м и содержат пласты темных известняков. Более молодая монолитная толща известняков, сравнимая с мельконской, в бассейне р. Нёт при мощности 250–280 м сложена главным образом темными хомогенными разностями. Строматолиты в перечисленных толщах относительно редки, а присутствующие обычно имеют плохую сохранность. В коллекции 4305 отсюда имеются *Conophyton cylindricum* Masl. (обр. 25А), *Con. metula* Kir. (обр. 24, 33Б), *Jacutophyton cognitum* Schar. (обр. 24Г, 33В), *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 78) из нижнерюенских доломитов, а из вышележащей толщи известняков – *B. ingilensis* Nuzhn. (обр. 51), *Jacutophyton multiforme* Schar. (обр. 46), *Jac. sp.* (обр. 47) и своеобразные *Conophyton* sp. I (обр. 77) с микроструктурой, аналогичной наблюдаемой у *Baicalia lacera*. Верхние горизонты свиты, представленные аргиллитами и известняками, в бассейне р. Нёт обнажены очень плохо, и о их строении говорить трудно.

Для иллюстрации строения свиты в более северных районах Юдомо-Майского прогиба приведем один из наиболее мощных ее разрезов (850–950 м), вскрытый на правом склоне долины Май выше устья р. Мондоны. На коре выветривания ципандинских доломитов здесь залегают:

Мощность, м

1. Аргиллиты серые и табачные, внизу с линзами аллитов и сидеритов, выше – с тонкими прослоями алевролитов . . . . . 27–30
2. Доломиты серые, мелко-среднезернистые, массивные, хомогенные, у кровли с пластами строматолитовых доломитов (*Stratifera* sp., обр. 3891/259). Внешне породы похожи на ципандинские, но отличаются от них рыжей коркой выветривания . . . . . 45–48
3. Доломиты светло-серые, у кровли розоватые, тонко-мелкозернистые, строматолитовые, в верхних 7–10 м переходящие в известковые разности. Строматолиты: *Conophyton metula* Kir. (обр. 3891/259А), *Jacutophyton cognitum* Schar. (обр. 259, Б, Г), *Jac. sp. I* (обр. 261), обладающий микроструктурой, характерной для *Baicalia lacera*, и редкие *Stratifera* sp. . . . . 50–53
4. Аргиллиты внизу вишневые и серые, с прослоями известняков, выше серые, с прослойками алевролитов . . . . . 36–40
5. Алевролиты зеленовато-серые, тонкослоистые, тонкоплитчатые, с прослойками серых, а у кровли и вишневых аргиллитов. Присутствуют небольшие пласты и линзы обломочных доломитов . . . . . 47–50
6. Известняки темно-серые и голубовато-серые, тонкозернистые, толстоплитчатые, хомогенные и редкие катаграфиевые, с пластами в 0,5–1,5 м тонкослоистых глинистых, а у кровли массивных строматолитовых с *Jacutophyton multiforme* Schar. (обр. 3891/262А). В верхней части – небольшие прослои зеленых аргиллитов . . . . . 38–42
7. Аргиллиты зеленовато-серые, а в верхней половине и красные, сизменчивым по простиранию количеством тонких прослоев алевролитов, которые местами сливаются в более или менее единые пакеты. Встречаются отдельные пласты и линзы глинистых либо редких строматолитовых известняков . . . . . 40–45
8. Известняки темно-серые и серые, тонкозернистые, массивные и плитчатые, слабобитуминозные, иногда с тонкой ровной или косоволнистой слоистостью, хомогенные и реже катаграфиевые, с подчиненными пластами в 3–10, редко до 20 м более светлых массивных строматолитовых известняков, которые следуют через 6–15, а иногда через 25–30 м и в кровле нередко несут следы размыва. В 30–35 м от основания – небольшой (13–15 м) пакет серых и вишневых аргиллитов с прослоями алевролитов. Строматолиты слагают либо неполные якутофитоновые циклы, либо моногрупповые пласты. В коллекции 3891 отсюда имеются: *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 161Г, 266А), *B. ingilensis* Nuzhn. (обр. 160, 161, 267), *Conophyton cylindricum* Masl. (обр.

- 274А), *Con.sp.* с микроструктурой, как у *Baicalia lacera* (обр. 254А, 266), *Jacutophyton*: *tamosum* Schap. (обр. 161Б,Д, 162А), *Jac. cognitum* Schap. (обр. 160Е), *Jac. multiforme* Schap. (обр. 265В) . . . . . 280–320
9. Аргиллиты зеленовато-серые, с прослойками тонкоплитчатых, обычно косослоистых алевролитов, более обычных в нижней части, где им сопутствуют линзы железистых пород . . . . . 65–70
10. Пачка, по строению сходная с описанной в слое 8, но строматолитовых пород в ней гораздо меньше, а аргиллиты присутствуют лишь в виде отдельных прослоев у кровли. Строматолиты *Jacutophyton cognitum* Schap. (обр. 3891/267А) и *Baicalia ingilensis* Nuzhn. (обр. 267) . . . . . 80–90
11. Аргиллиты, как в слое 9, с отдельными небольшими пластинами темных хемогенных, а у кровли – строматолитовых известняков с *Conophyton metula* Kir. (обр. 268) . . . . . 75–85
12. Известняки темно-серые и черные, тонкозернистые, тонкоплитчатые, хемогенные и иногда катаграфиевые, с прослоями аргиллитов . . . . . 30–35

Выше следуют известняки игниканской свиты. В описанном разрезе мы впервые в нерюенской свите встречаемся не с одной, как в Майской впадине, и не с двумя или тремя, как в южной части Юдомо-Майского прогиба, а с пятью значительными карбонатными толщами (слои 2–3, 6, 8, 10, 12). В этих условиях естественно встает вопрос о критериях их детальной корреляции с подразделениями типовых разрезов. При попытках такой корреляции прежде всего привлекает внимание мощная карбонатная толща слоя 8, которая по составу и месту в колонке сравнима с мильконской подсвитой Майской впадины. Но если допустить, что данная толща исчерпывает собою объем мильконских отложений у устья р. Мондоны и что, следовательно, все нижележащие лахандинские толщи являются кумахинскими, то мы попадем в неразрешимое противоречие при корреляции с челасинским разрезом, независимым путем увязанным с типовыми: эта корреляция ограничивает объем кумахинских отложений лишь слоями 1–5 приведенного разреза (см. рис. 36). Если же проводить границу кумахинских и мильконских отложений в соответствии с этой корреляцией, то в состав последних попадут мощные тела темных аргиллитов, по исчезновению которых в типовых разрезах проводится упомянутая граница. Единственный выход из создавшегося противоречия – признать, что в мондонинском разрезе теряются критерии для прямого расчленения кумахинских и мильконских отложений. Более благополучно обстоит дело с выделением здесь литостратиграфических аналогов нельканских отложений (слои 9–12), но появление в их кровле карбонатной пачки, отсутствующей в типовых разрезах, порождает вопрос о проведении верхней границы этой подсвиты и соответственно всей нерюенской свиты.

Далее к северо-западу, в нижнем течении р. Кирбии, судя по данным В.А. Самозванцева, кумахинская доломитовая толща расклинивается аргиллитами на ряд пластов и пакетов, исчезающих к востоку, а верхние горизонты свиты приобретают характер чередования пакетов и пачек алевроит-аргиллитового и карбонатного состава. В результате граница мильконской и нельканской подсвит теряется в этом чередовании, а попытки проследить ее приводят к тому, что даже в соседних разрезах она трассируется по разным критериям и заведомо на различных уровнях [Неволин и др., 1978].

Севернее, по р. Юдоме, сколько-нибудь полный разрез нерюенской свиты известен лишь по руч. Муоландыныр, примерно в середине вскрытой здесь полосы выходов докембрия. Ниже игниканской свиты по этому ручью, судя по данным В.А. Самозванцева, обнажено около 550 м нерюенских отложений, представленных шестью пачками зеленовато-серых аргиллитов (снизу вверх 40, 10, 50, 7, 40 и 25 м) и разделяющими их пятью более мощными пачками серых, преимущественно строматолитовых известняков (130, 40, 60, 90 и 70 м). Выделение аналогов каких-либо подсвит типовых разрезов здесь невозможно, тем более что основание свиты не вскрыто, а попачечная корреляция со смежными разрезами неясна.

Северо-восточнее, у восточного края развития рифея, мощный (более 1000 м) разрез рассматриваемых отложений А.Г. Лосев описал на хребте Челат по руч. Орто-Дьюкат (бассейн р. Хамны). В их видимом основании залегают темные аргиллиты с редкими прослоями карбонатных пород (до 210 м), затем выделяются серые и черные, в нижней

половине частично строматолитовые известняки (480 м), местами содержащие прослойки аргиллитов, а венчает свиту 350-метровая толща, состоящая из трех 20-метровых пакетов аргиллитов и располагающихся между ними двух значительных пачек темных, частично строматолитовых известняков (120 м нижняя и 180 м верхняя).

К северо-западу и западу от только что приведенного разреза свита сокращается в мощности, обогащается аргиллитами, а среди карбонатных своих членов — строматолитами. Эти изменения демонстрирует разрез, расположенный у западного края выходов рифея по р. Аллах-Юнь в районе устья р. Сахары. На ципандинских доломитах после небольшого (3—6 м по мощности) перерыва в обнажении, занятого редкими высыпками аргиллитов, здесь залегают:

Мощность, м

1. Доломиты желтоватые, розовые и серые, существенно строматолитовые (*Jacutophyton multiforme* Schar.) . . . . . 20—22 (видимая)
2. Аргиллиты зеленовато-серые, иногда красноцветные, с линзами кремнисто-железистых пород и алевролитов . . . . . 45—50
3. Доломиты серые и темно-серые, при выветривании ржавеющие, тонкозернистые, хемогенные, с пластинами строматолитовых разностей, содержащих *Jac. ramosus* Schar. (обр. 4303/622), *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 4303/621) . . . . . 90—100
4. Аргиллиты, как в слое 2 . . . . . 70—75
5. Чередование известняков темно-серых, тонкозернистых, плитчатых (пакет до 10—12 м) с подчиненными светлыми, строматолитовыми, массивными (пласты 2—8 м). Отсюда собраны (коллекция 4303) лишь *B. lacera* Semikh. (обр. 90), *B. ingilensis* Nuzhn. (обр. 483) и *Jacutophyton cognitum* Schar. (обр. 495) . . . . . 150—170
6. Аргиллиты, как в слое 2, частично известковистые, с прослоями алевролитов . . . . . 80—90
7. Известняки светло-серые, тонкозернистые, строматолитовые, с пластинами и линзами темных фитогенных разностей, а у кровли и аргиллитов. Строматолиты *Jac. sp.*, *Baicalia ingilensis* Nuzhn. (обр. 73), *B. lacera* Semikh. (обр. 528) . . . . . 90—100
8. Аргиллиты серые, табачные, реже вишневые, с тонкими прослоями железистых пород и алевролитов. В средней части — значительный (12—14 м) пласт, а выше — тонкие прослои известняков . . . . . 70—75
9. Известняки серые, частично строматолитовые . . . . . 35—38

Общая мощность описанных отложений, перекрытых игниканской свитой, 660—700 м. Аналоги четырех верхних их пачек видны выше по р. Аллах-Юнь, у устья р. Селенды. Аналоги слоя 8 здесь лишаются карбонатов, а подстилающие известняки резко обедняются строматолитами.

Только что приведенный разрез по последовательности пачек напоминает мондонинский, а сравнение его со стратотипом нерюенской свиты порождает уже знакомый нам вопрос о положении и, главное, о критериях проведения границ кумахинской, мильконской и нельканской подсвит в разрезах Юдомо-Майского прогиба. Если допустить, что мощная известняковая толща слоя 5, лежащая в середине свиты, отвечает мильконским отложениям и исчерпывает собой их объем, то соотношения мощностей трех упомянутых подсвит в данном разрезе окажутся существенно иными, чем в соседних.

В стратотипе эти подсвиты составляют соответственно 21, 32, 47% общей мощности свиты, в нельканском — 20, 37, 33%, в челасинском — 21, 52, 27%, в мондонинском — 24, 43, 32%, а в сахаринском — 33, 24, 43%. Такая изменчивость прямо говорит о значительном возрастном скольжении их границ. Более того, исходя только из литологического сходства, можно допустить альтернативную корреляцию верхней части сахаринского разреза со стратотипом: считать аналогом нельканской подсвиты только слой 8.

Иначе говоря, нерюенские отложения в бассейне р. Аллах-Юнь настолько изменились, что в них теряются границы трех подсвит, выделяемых в типовых разрезах Майской впадины. Поэтому методически правильнее в рассматриваемых толщах там и здесь выделять свои местные подразделения. Геологи Аллах-Юньской экспедиции (В.Ф. Мехоношин, В.И. Сухоруков и др.), используя крупную ритмичность этих толщ, выделяют в них на хребте Сетте-Дабан три таких подразделения — вильскую, эльдиканскую и саларскую свиты, которые в сахаринском разрезе охватывают соответственно слои 1—3, 4—5 и 6—8. Далее мы увидим, что эти подразделения, понимаемые нами как мест-

ные подсыты, достаточно уверенно трассируются вдоль внешнего края Юдомо-Майского прогиба, а к его внутренней части деформируются, и два верхних из них теряют ясные черты различия.

Крайние северо-западные выходы лахандинской серии сохранились от предъюдомской и современной эрозии на Кыллахском хребте, в бассейне р. Керби и на западных склонах горы Кубалы-Дьяаната. Здесь юдомская серия залегает уже на нерюенских отложениях, в составе которых выделяются: 1) аргиллиты, в нижней части вишневые, с линзами аллитов, выше — зеленовато-серые и серые (18–20 м); 2) те же аргиллиты с частыми прослоями тонкоплитчатых глинистых алевролитов (43–45 м); 3) светло-серые строматолитовые, подчиненные хомогенные и микрофитолитовые известняки (48–50 м); 4) серые аргиллиты и алевролиты с прослоями кварцевых глауконитовых песчаников (до 40 м). Известняковый состав упомянутой карбонатной пачки позволяет думать, что она относится уже к мильтонскому уровню, а не является членом кумахинских отложений, карбонаты в которых представлены доломитами. Если это так, то мощность нерюенской свиты на Кыллахском хребте сильно сокращена. На правобережье р. Керби свита быстро срезается юдомской серией (см. рис. 44).

Восточнее нерюенские отложения резко увеличивают мощность и усложняют свое строение. Один из лучших их разрезов здесь вскрыт на западном крыле Горностахской антиклинали, в районе устьев рек Харыйаллах и Чагдала вдоль р. Белой и на правом склоне ее долины:

	Мощность, м
1. Аргиллиты серые и зеленовато-серые, листоватые, с конкрециями сидеритов и отдельными пластами (0,5–1,5 м) серых, рыжеющих при выветривании тонкозернистых хомогенных, а у основания и строматолитовых доломитов ( <i>Colonnella</i> sp., обр. 3891/100А, желваковые формы, обр. 3891/100). Первые доломиты появляются в 40–50 см от подошвы пачки, где дают ряд сближенных пластов общей мощностью 4,8–5,1 м, разделенных тонкими прослойками аргиллитов . . . . .	58–60
2. Доломиты серые, при выветривании покрывающиеся рыжей коркой, тонкозернистые, строматолитовые, с прослоями тонко-мелкозернистых хомогенных и редких микрофитолитовых разновидностей. Строматолиты — <i>Baicalia lacera</i> Semikh. (обр. 102, 104, коллекция 3891), <i>Jacutophyton cognitum</i> Schar. (обр. 4303/263), <i>Conophyton</i> sp. — образуют якутофитоновые ритмы . . . . .	20–25
3. Аргиллиты, как в слое 1 . . . . .	65–70
4. Чередование светло-серых строматолитовых массивных и темно-серых либо черных хомогенных тонкоплитчатых известняков. Первые — тонкозернистые, вторые — тонко-мелкозернистые, битуминозные, иногда глинистые. Те и другие слагают пласты от 1–2 до 15–18 м, но роль хомогенных пород убывает от нижней части пачки, где они преобладают, к ее кровле, где они слагают лишь небольшие прослои среди строматолитовых. Строматолиты образуют либо моногрупповые пласты, либо якутофитоновые циклы. Отсюда собраны: <i>Conophyton metula</i> Kir. (обр. 4303/268), <i>Jacutophyton cognitum</i> Schar. (обр. 3891/105В), <i>Jac. ramosum</i> Schar. (обр. 105П, Д, коллекция 3891; обр. 66, коллекция 4470), <i>Baicalia lacera</i> Semikh. (обр. 105, 105Б, Г, 113А, коллекция 3891; обр. 264, 265, коллекция 4303), <i>B. ingilensis</i> Nuzhn. (обр. 113, коллекция 3891; обр. 269, 286, коллекция 4303), . . . . .	100–120
5. Аргиллиты, как в слое 1, с редкими тонкими прослойками ожелезненных алевролитов . . . . .	42–45
6. Известняки внизу (6 м) серые, строматолитовые, выше черные, битуминозные, подобные описанным в слое 4. <i>B. ingilensis</i> (обр. 3891/106), <i>Jacutophyton ramosum</i> (обр. 3891/106А) . . . . .	10
7. Аргиллиты, как в слое 1, с прослоями алевролитов и редких мелкозернистых кварцевых песчаников . . . . .	25–27
8. Известняки светло-серые, строматолитовые, подобные описанным в слое 4, содержащие редкие тонкие (0,5–1,2 м) прослои темных битуминозных разновидностей. Отсюда собраны <i>Baicalia lacera</i> Semikh. (обр. 4303/271), <i>B. sp.</i> (обр. 107, 107А, коллекция 3891) . . . . .	15
9. Известняки темные, хомогенные, тонкослоистые, очень тонкоплитчатые, в верхней части с прослоями более толстоплитчатых, относительно светлых . . . . .	29–30
10. Известняки светло-серые, палевые, а в верхней части, кроме того, розовые и кирпично-красные, строматолитовые, массивные, с тонкими прослойками хомогенных или микрофитолитовых плитчатых разновидностей. Строматолиты образуют якутофитоновые циклы, наиболее ярко выраженные в нижних 12–13 м пачки. В их сложении участвуют <i>Conophyton metula</i> Kir. (обр. 109Б, коллекция 3891; обр. 294, коллекция 4303), <i>Jacutophyton cognitum</i> Schar. (обр. 114В–Д, коллекция 3891; обр. 272, коллекция 4303), <i>Baicalia lacera</i> Semikh. (обр. 108, 108Б, 109А, коллекция 3891; обр. 273, 274, 276, коллекция 4303), <i>B. ingilensis</i> Nuzhn. (обр. 275, 293, коллекция 4303), <i>B. rara</i> Semikh. (обр. 114А, коллекция 3891), <i>Colonnella</i> sp. (обр. 114Е, коллекция 3891) . . . . .	42–45

11. Аргиллиты в нижней части темно-серые, выше вишневые, с тонкими прослоями железистых пород и отдельными пластами серых хомогенных известняков . . . . . 70–80
12. Темные известняки, подобные описанным в слое 9, в верхней части с пластами серых глинистых и светло-серых строматолитовых разностей. В них содержатся *Conophyton cylindricum* Masl. (обр. 110Б), *Jacutophyton multiforme* Schap. (обр. 110), *Baicalia ingilensis* Nuzhn. (обр. 110А, все — коллекция 3891) . . . . . 30–35

Описанные отложения общей мощностью около 550 м по резкой неровной границе налегают на ципандинские доломиты (левый склон долины р. Белой в 2,4 км выше устья р.Харайашлах) и согласно перекрываются игниканскими розовыми и палевыми известняками с характерными строматолитами (правой склон долины р. Белой против устья р. Чагдала). В этом разрезе четко выступает крупная ритмичность нерюенских отложений, выраженная в вертикальной смене существенно аргиллитовых пачек пачками темных хомогенных карбонатов и (или) пачками чередования таких карбонатов со светлыми строматолитовыми при нарастающей роли последних вверх. Аналоги таких ритмов, хотя и с иными соотношениями мощностей, узнаются южнее, в истоках р. Чухонхой (данные В.А. Ян Жин-шина) и — в сильно деформированном виде — по р. Аллах-Юнь в районе низовьев р. Сахары (см. рис. 36). Эти ритмы, а в верхней части разреза — их сочетания служат основой выделения вильской, эльдиканской и саларской свит, картируемых на современных детальными картах северной части Юдомо-Майского прогиба. Южнее, вдоль внешнего борта прогиба, прослеживается только нижний ритм, а вышележащие деформируются до неузнаваемости. Используя такую ритмичность и уровень смены доломит-аргиллитовых толщ известняками, можно сопоставить нижние члены только что описанного разреза (слои 1–5) с кумахинскими и с какой-то частью мильконских отложений южной части прогиба.

Прекрасные разрезы лахандинской серии вскрыты на восточном крыле Горностахской антиклинали, по р. Белой в районе устья р. Мастах (рис. 37). В ее основании на левом берегу р. Белой ниже устья р. Мастах, отделяясь от ципандинских доломитов необнаженным промежутком в 18–20 м по мощности, залегает пачка чередования серых, рыжеющих при выветривании тонко-мелкозернистых, преимущественно строматолитовых доломитов и черных листовых аргиллитов. Доломиты слагают пласты в 0,6–1,2 м, аргиллиты — прослой в 5–25 см. Видимая мощность этой пачки, которую для удобства мы назовем мастахской, равна 12 м. В ней собраны *Conophyton metula* Kir. (обр. 241, 259, коллекция 4303; обр. 40П, коллекция 3891), *Con. sp.* (обр. 40А), *Jacutophyton cognitum* Schap. (обр. 40, 41А, коллекция 3891; обр. 242, коллекция 4303) и *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 41Б, коллекция 3891), образующие якутофитоновые циклы. Выше лежит 12-метровая пачка черных листоватых аргиллитов, в нижней части с пластом (3 м) строматолитовых доломитов (*Conophyton metula*, обр. 3891/39А).

При первом расчленении разреза Горностахской антиклинали В.А. Ян Жин-шином и В.М. Базилевским [Башарин, 1967; Ян Жин-шин, 1970а] мастахская пачка была включена в состав фирской свиты, а позднее, при отождествлении последней с ципандинской, стала считаться верхнеципандинской, подстилающей лахандинские толщи [Воронов и др., 1966; Хоментовский и др., 1972; Шаповалова, 1974; Шаповалова, Ян Жин-шин, 1974; и др.]. Такой трактовке возраста данной пачки решительно противоречит не только наличие в ней якутофитоновых ритмов и заметного количества аргиллитов — типоморфных членов нижнелахандинских отложений, — но и корреляция с разрезом западного крыла Горностахской антиклинали. Здесь мастахской пачке, несомненно, отвечает ряд сближенных пластов аналогичных доломитов, залегающих у основания той аргиллитовой толщи, которая начинает собой нерюенскую свиту и отделяется резкой неровной границей от ципандинских доломитов. Последние в отличие от пород мастахской пачки никогда не покрываются рыжей коркой выветривания, характерной для нижнелахандинских доломитов, и содержат лишь редкие строматолиты, нигде не обнаруживающие якутофитоновую цикличность. Правомерность использо-

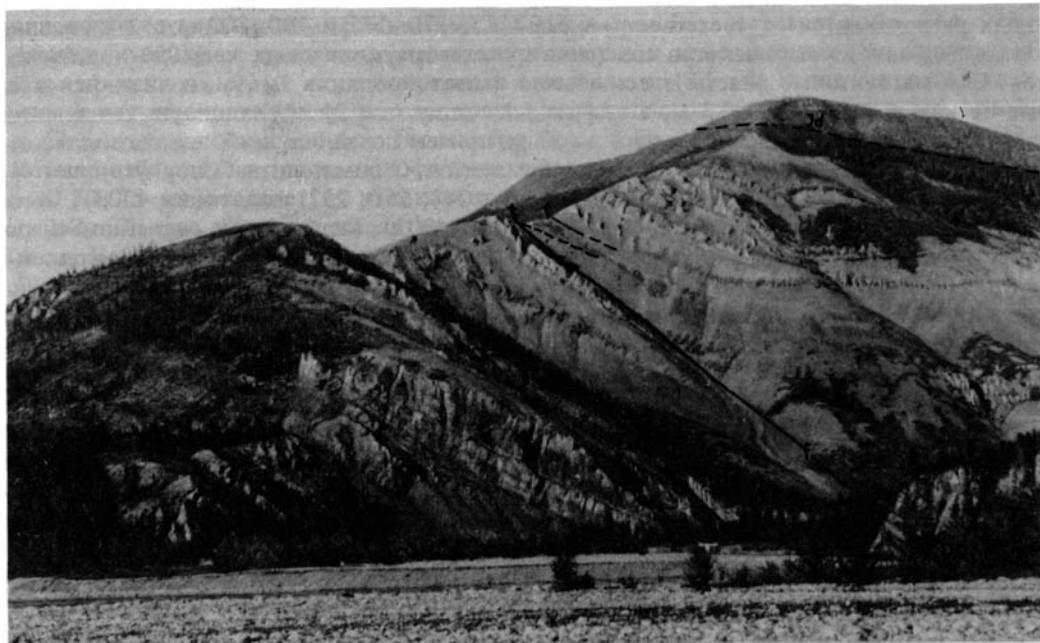


Рис. 37. обнажения лахандинской серии на правом склоне долины р. Ханды (Белой) против устья р. Мастах

Индексы на рисунке: f – линии надвига, Jd – юдомская серия

вания такой цикличности в качестве литостратиграфического критерия определяется тем, что она отражает определенные условия осадконакопления [Серебряков и др., 1972; Серебряков, 1975] и что именно условия осадконакопления контролируют размещение литостратиграфических единиц.

Более молодые горизонты нерюенской свиты, налегающие на упомянутую 12-метровую аргиллитовую пачку, в районе устья р. Мастах лучше всего обнажены на правом склоне долины р. Белой в основании высоты 1310 м. Это – чередование преобладающих строматолитовых (пласты по 2–18 м) и подчиненных хемогенных (пласты по 0,8–8 м) доломитов. Последние иногда содержат прослойки и линзы серых аргиллитов и разрозненные мелкие биогермы строматолитов. По составу и строению эта пачка, имеющая мощность 68–70 м, аналогична описанной в слое 2 на западном крыле Горностахской структуры, а ее породы неотличимы от слагающих мастахскую пачку. Строматолиты обычно образуют якутофитоновые циклы. Здесь собраны *Conophyton cylindricum* Masl. (обр. 42, коллекция 3891; обр. 254, коллекция 4303), *Con. metula* Kir. (обр. 38, 42Б, коллекция 3891; обр. 257, коллекция 4303), *Jacutophyton ramosum* Schap. (обр. 256, коллекция 4303), *Jac. cognitum* Schap. (обр. 38А, 45, 45А), *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 43, 44А), *B. cf. gara* Semikh. (обр. 44), *B. ingilensis* Nuzhn. (обр. 38Б) и своеобразные столбчатые формы (обр. 38Б,Г, коллекция 3891).

Стратиграфически выше после небольшого перерыва в обнажении располагается однородная пачка черных сланцеватых аргиллитов мощностью 120–130 м. Затем выделяется мощная (280–300 м) сложно построенная толща чередования темных тонкоплитчатых хемогенных и светлых массивных строматолитовых карбонатов, а также резко подчиненных аргиллитов. Эта толща похожа на описанную в слое 4 чагдалинского разреза, но отличается подчиненной ролью строматолитовых пород, которые в сумме слагают лишь треть ее разреза, появлением среди хемогенных карбонатов доломитов, приуроченных к средней ее части, и наличием аргиллитов. Последние слагают тонкие прослои в нижней части разреза и образуют три пакета мощностью 19, 2 и 8 м, подошвы ко-

горых располагаются соответственно в 110–115, 170–175 и 190–200 м от основания толщи. Верхний из этих пакетов содержит прослой глауконитовых кварцевых песчаников. Строматолитовые пласты здесь обычно имеют мощность 1–6 м, и лишь некоторые из них достигают 10–13 м, а венчающий толщу — и 21 м; мощность тел темноцветных карбонатов колеблется от 1 до 37 м, причем почти все наиболее значительные из них появляются выше первого пакета аргиллитов. Строматолиты *Conophyton metula* Kir. (обр. 28, 32, 33Б, коллекция 3891; обр. 248, 250, 252, коллекция 4303), *Con. cylindricum* Masl. (обр. 249, 251, 253, коллекция 4303), *Jacutophyton cognitum* Schap. (обр. 30, 34Б, 25, 27А,Б, коллекция 3891), *Jac. multiforme* Schap. (обр. 23, коллекция 3891), *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 27, 33А, 34, 34А, 35, коллекция 3891; обр. 247, коллекция 4303), *B. ingilensis* Nuzhn. (обр. 26, коллекция 3891; обр. 229, 243, 244, коллекция 4303), *Colonnella ulakia* Kom. (обр. 29, коллекция 3891), *Tungussia* sp. (обр. 35Б,В, коллекция 3891). Они слагают моногрупповые пласты и редкие якутофитоновые циклы.

Выше по разрезу выделяется 32-метровая пачка вишнево-красных и редких зеленовато-серых аргиллитов, у основания содержащих прослой строматолитовых известняков, а у кровли — маленькие (15 × 20 см) биогермы *Jacutophyton cognitum* Schap. (обр. 3891/36). Выше следует карбонатная толща (видимая мощность 37–40 м), по составу очень похожая на ту, что подстилает аргиллиты. В ее основании залегают два характерных пласта — микрозернистые зеленоватые и розовые глауконитовые доломиты (0,5 м) и розовато-серые тонкозернистые конофитоновые известняки (4–4,5 м), которые вместе с нижележащей пачкой аргиллитов образуют характерный маркирующий триплет.

Описанный разрез коррелируется с ранее рассмотренными только нижними своими горизонтами, в которых сохраняются элементы-упомянутой прежде ритмичности (см. рис. 36). Поэтому можно говорить о выделении в нем аналогов кумахинских отложений, а вопрос о разграничении мильконских и нельканских в данном случае теряет смысл. Отложения, описанные здесь под этими названиями [Шаповалова, Ян Жин-шин, 1974; Шаповалова, Крылов, 1978; и др.], резко отличны от типов данных подразделений по составу и стратиграфическому объему. Так, под названием нельканских в указанных работах выделяется почти исключительно карбонатная толща, а граница кумахинских и мильконских отложений по р. Белой проводится не по смене аргиллитовой толщи толщей известняков, как в типовых разрезах, а по смене доломитов аргиллитами (между слоями 4 и 5 чагдалинского разреза), хотя данные по более южным районам свидетельствуют о среднекумахинском возрасте этих доломитов.

Описанные отложения на западном склоне высоты 1310 м имеют видимую мощность 570–600 м. Поднимаясь выше по этому склону, после пересечения широкой зоны дробления можно видеть вновь нерюенскую, а затем игниканскую свиту, перекрытую у вершины горы юдомской серией. В нерюенской свите здесь хорошо распознается маркирующий триплет, а ниже его залегают мощная толща чередования строматолитовых и хемогенных известняков, которая является стратиграфическим аналогом верхней половины только что описанных отложений, но отличается от них господством строматолитовых пород и отсутствием пакетов аргиллитов. Строение этой толщи хорошо видно в 2–2,8 км к востоку от устья р. Мастах, где она опускается к урезу воды в р. Белой и слагает береговые скалы. Строматолитовые пласты здесь обычно имеют мощность 10–20 м, а в двух случаях достигают 33–35 м и в сумме составляют до 70% разреза, тогда как пакеты хемогенных пород редко превосходят 5–7 м. Отсюда определены *Baicalia lacera* Semikh. (обр. 13–16, 18Б, коллекция 3891; обр. 255, 228, коллекция 4303), *B. ingilensis* Nuzhn. (обр. 223, коллекция 4303), *Conophyton metula* Kir. (обр. 17, коллекция 3891; обр. 220, 224, коллекция 4303), *Con. cylindricum* Masl. (обр. 221, коллекция 4303), *Jacutophyton cognitum* Schap. (обр. 17П, 19, 21, коллекция 3891; обр. 227, коллекция 4303). Они слагают моногрупповые пласты или простые незавершенные якутофитоновые циклы.

Видимая мощность рассмотренной толщи 240–260 м. Ее перекрывает маркирующий

триплет, в котором между аргиллитами с биогермами *Jac. cognitum* (обр. 21А, 21Б, коллекция 3891) и вышележащими тонкослоистыми известняками выклинивается пласт сиреневых и серых якутофитоновых известняков (3,5 м). Выше триплета лежит новая пачка чередования строматолитовых и хемогенных известняков, но в ней преобладают последние. Здесь собраны *Baicalia ingilensis* (обр. 4303/98), *B. sp.* (обр. 3891/1), а в поле наблюдались также конофитоны и якутофитоны. Эту пачку (видимая мощность 72–75 м) отделяет от игниканских отложений небольшой задернованный промежуток. Таким образом, общая мощность нерюенской свиты здесь близка к 650–700 м. На правом берегу р. Белой ее вскоре срезает юдомская серия (см. рис. 44).

Строматолиты нерюенской свиты образуют лахандинскую [Крылов и др., 1968], или нерюенскую [Комар и др., 1970], ассоциацию. В собранном материале ее представляют 17 таксонов (см. рис. 45). Помимо того, она включает *Kurtunia longa* (Schar.) из верхней части свиты района устья руч. Мастьах и *Baicalia nova* Kryl. из нижней части того же разреза, ранее упоминавшуюся как *B. baicalia* или *B. sp. I* [Шаповалова, 1974, 1979; Материалы IV коллоквиума по строматолитам]. Нерюенские строматолиты хорошо отделяют свиту от ниже- и вышележащих, но не обеспечивают ее расчленения: все наиболее обычные формы этих строматолитов (*Baicalia lacera*, *B. ingilensis*, *Conophyton metula*, *Con. cylindricum*, *Jacutophyton cognitum*, *Jac. ramosum*, *Jac. multiforme*) встречаются по всей свите, а данных по более редким формам еще слишком мало, чтобы их использовать в стратиграфических целях. Рассматриваемая ассоциация несколько разнообразнее в Юдомо-Майском прогибе, а в Майской впадине некоторые ее редкие представители не встречены (см. главу IV).

Микрофолиты нерюенской свиты, напротив, более разнообразны в Майской впадине. Отсюда в нашем материале М.С. Яшкин определил *Vesicularites flexuosus*, *Ves. compositus*, *Ves. engimatus*, *Ves. elongatus*, *Ves. ingens*, *Conferta maica*, *Glebosites glebosites*, *Nubecularites uniformis*, *Nub. palmipedalis*, а З.А. Журавлева [1977а] приводит также *Osagia composita*, *Os. tenuilamellata* и *Vesicularites fabarius*. В прогибе из всего этого списка остаются нубекуляриты да редкие *Ves. flexuosus* и *Conferta maica*.

Приведенные данные показывают, что глинисто-карбонатная толща нерюенской свиты заметно меняет свой состав по латерали. Прежде всего бросаются в глаза резкие изменения количественных соотношений в ее разрезе алеврит-глинистых и карбонатных осадков — от 2 : 1 в западной части Майской впадины до 1 : 2 в приосевой зоне Юдомо-Майского прогиба. Особенно быстро при этом в восточном направлении сокращается роль алевролитов, местами сопутствующих им песчаников, а также аллитов. Однако в некоторых восточных разрезах (р. Малый Комуй, а для базальных горизонтов свиты — хребт Челат) количество аргиллитов вновь несколько увеличивается. Значительные изменения в широтном направлении, как мы видели, наблюдаются и в карбонатах описанной свиты. На западе среди них доминируют строматолитовые разности, обладающие яркой якутофитоновой цикличностью. На востоке — если не считать восточного разреза по р. Белой — на первое место выходят хемогенные породы, а присутствующие строматолитовые образуют главным образом моногрупповые пачки. Мощность свиты в том же направлении увеличивается от 210–250 м в северо-западных разрезах Майской впадины до 600–700 м в зоне сочленения последней с Юдомо-Майским прогибом и до 900–1100 м в его приосевой части (р. Мондоны, хребт Челат); в крайнем юго-восточном разрезе ее мощность несколько меньше (700–800 м).

Анализ вертикальной последовательности нерюенских пород (от алеврит-глинистых доломитсодержащих толщ к чередованию аргиллитов с карбонатными породами известково-доломитового и чисто известкового состава) выявляет общий трансгрессивный характер этой свиты. Его несколько маскируют преимущественно аргиллитовые нельканские толщи, но они в своем распространении тяготеют главным образом к краевым разрезам, а в осевой зоне Юдомо-Майского прогиба в значительной мере замещаются известняками.

Отличительной особенностью свиты является многопорядковая ритмичность в чередовании пород. В пределах палеотектонически однородных зон даже наиболее дроб-

ные ее элементы — якутофитоновые ритмы — могут служить целям корреляции. Но на более широкой территории и в особенности вкострости простирающихся структур не только они, но и элементы гораздо более крупной ритмичности, определяемой чередованием существенно аргиллитовых и карбонатных пачек, оказываются невыдержанными, а их границы — резко диахронными. Наиболее убедительные материалы в этом отношении дает сравнение разрезов, вскрытых по р. Белой и на Кыллахском хребте или у устья р. Мондоны и в Майской впадине. Относительно более устойчивой представляется лишь граница раздела базальной доломит-аргиллитовой и вышележащей существенно известняковой толщ, видимо отвечающая кровле кумахинской подсвиты типовых разрезов. Но и она, судя по соотношениям мощностей разделяемых ею частей свиты, существенно скользит во времени, а в крайних юго-восточных разрезах в значительной мере теряется. В вышележащей части свиты каких-либо единых для всей территории уровней проследить не удастся и соответственно не удастся повсеместно выделить мильконскую и нельканскую подсвиты. В масштабах всего региона уверенно прослеживается только вся нерюенская свита как целое.

### *Игниканская свита*

Игниканская свита отвечает одноименной [Нужнов, 1967], или верхней, четвертой [Ярмолук, 1946; Нужнов, Ярмолук, 1959], подсвите лахандинской свиты В.А. Ярмолюка. Ее нижняя граница проводится по появлению розоватых или краснеющих при выветривании катаграфиевых или обломочно-катаграфиевых карбонатных пород, которые сменяют верхнерюенские аргиллиты или темные хомогенные либо строматолитовые известняки. Прослеживанию свиты во многом способствует наблюдаемое на ее нижней границе резкое изменение строматолитовых сообществ. Нижний контакт свиты в естественных выходах не вскрыт, но есть все основания считать его согласным. Лектостратотип свиты расположен на правом склоне долины р. Май в 6–8 км ниже пос. Нелькан (против устья р. Игникан). Здесь на верхнерюенских (нельканских) аргиллитах залегают (см. рис. 36):

Мощность, м

1. Известняки в нижних 14–16 м розоватые и палево-серые, выше серые, оболочечные и катаграфиевые, массивные, с редким глауконитом . . . . . 43–45
2. Известняки частично доломитовые кирпично- и вишнево-красные, тонкозернистые, массивные, строматолитовые (*Baicalia maica* Nuzhn. — обр. 22, 352, коллекция 4303), с пластами и линзами хомогенных, катаграфиевых и обломочных глауконитовых разностей . . . . . 13–14
3. Доломиты красноцветные и серые, желтеющие при выветривании, тонкозернистые, обломочно-катаграфиевые, глауконитовые, с крупными биогермами *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 27, 31, 354, коллекция 4303) и *Jacutophyton* sp. III с той же микроструктурой (обр. 38). В основании — примазки и линзы красных аргиллитов . . . . . 21–23
4. Доломиты известковистые, голубовато-серые, желтеющие при выветривании, катаграфиевые, с обильным глауконитом . . . . . 15–17
5. Доломиты коричневатые, реже темно-серые, частично известковистые, тонкозернистые, плитчатые, катаграфиевые, с прослоями обломочных и редких хомогенных доломитов. Породы пахнут битумом при ударе, нередко обладают тонкой косой слоистостью и иногда содержат рассеянные зерна глауконита и тонкие линзочки кремней. В средней части — горизонт (9–11 м) строматолитовых темных доломитов с *Inzeria (?) confrogosa* (Semikh.) (обр. 355, 356, коллекция 4303). У кровли — прослой песчаных доломитов, намекающие постепенный переход к вышележащим песчанкам кандыкской свиты . . . . . 100–105

К северо-западу от типового разреза строение базальных горизонтов свиты меняется. По руч. Аллара-Бачикан на правом берегу р. Май, по данным С.М. Калимулина, свиту слагают: 1) серые плитчатые, внизу микрофитолитовые, выше хомогенные известняки с прослоями глинистых разностей (35–37 м); 2) вишневые аргиллиты (5 м); 3) вишневые строматолитовые и микрофитолитовые известняки и доломиты (20 м); 4) желтовато- и зеленовато-серые микрофитолитовые доломиты с обильным глауконитом (10–13 м); 5) серые микрофитолитовые доломиты и доломитовые известняки (100–105 м).

Три верхние пачки бачиканского разреза, несомненно, отвечают трем верхним пачкам

стратотипа свиты, а ключ для увязки нижележащих горизонтов дает описанный нами разрез по р. Ляки выше устья р. Улак. В видимом его основании, отделяясь от нерюенских аргиллитов необнаженным промежутком в 18–20 м по мощности, здесь залегает пачка светло-серых и вишневых микрофитолитовых и хемогенных, иногда слабо-глауконитовых известняков и доломитистых известняков, содержащая два горизонта (7–8 м нижний и 6–7 м верхний) красноцветных строматолитовых разностей с *Baicalia maica Nuzhn.* (обр. 22, 40, коллекция 4303). Видимая мощность этой пачки 27–30 м. Выше по р. Ляки, как и на руч. Алара-Бачикан, залегают вишневые и серые аргиллиты (3–4 м), а затем – грязно-желтые и розоватые строматолитовые доломиты с *Inzeria tjomusi Kryl.* (обр. 20, 50, 51, 54, коллекция 4303), содержащие линзы катаграфиевых пород (16–18 м). Более молодые горизонты свиты здесь представлены серыми и розовыми, при выветривании желтеющими катаграфиевыми и обломочно-катаграфиевыми глауконитовыми доломитами (7 м) и темноцветной толщей катаграфиевых, обломочных и редких хемогенных, у кровли битуминозных доломитов либо известковистых доломитов (90–100 м). В средней ее части протягивается 7–9-метровый биостром с *In. (?) confrogosa (Semikh.)* (обр. 55, 56, 75, коллекция 4303), а у кровли появляются кварцево-доломитовые песчаники, хемогенные и строматолитовые известняки, на которые ложатся кандыкские алевролиты и песчаники.

Наличие в нижней части лякинского разреза двух строматолитовых горизонтов и общая последовательность напластования пород делают его сопоставления со стратотипом безусловными. Вместе с тем этот разрез попачечно коррелируется с бачиканским, увязывая последний со стратотипом.

Крайний западный разрез игниканской свиты на юге Майской впадины расположен в районе пос. Ципанда. В основании свиты здесь после 4–5-метрового перерыва в обнажении залегает чисто доломитовая толща (40–45 м). Ее слагают буровато- и желтовато-серые, краснеющие при выветривании катаграфиевые и обломочно-катаграфиевые доломиты, в нижней части которых присутствуют биогермы ближе неопределимых строматолитов, окрашенные в более интенсивные красные тона. Выше пластуются обычные для верхней свиты породы: темно-серые и коричневатосерые микрофитолитовые, обломочные и хемогенные доломиты (60–65 м). Обломочные их разности тяготеют к средней трети толщи и иногда переходят в доломитовые гравелиты. В 18–20 м от основания темноцветной толщи залегают мелкие разрозненные тела строматолитовых доломитов, а в кровле – искристые известняки. Их появление, по аналогии с лякинским разрезом, позволяет думать, что у пос. Ципанда сохранился достаточно полный разрез свиты, хотя ныне он трансгрессивно перекрыт юдомской серией. Его мощность всего 100–115 м.

Описанные разрезы содержат весь набор игниканских пород нашего региона. Наиболее характерными из них являются катаграфиевые известняки и доломиты, сложенные синтетическими либо единичными желвачками везикуляритесов, рассеянными в хемогенном матриксе. Размеры желвачков от 0,1–0,2 до 5–6 мм; степень обогащения ими породы колеблется в широких пределах. Среди них, как правило, присутствует то или иное количество округлых и уплощенных мелких обломков, сложенных различными карбонатами: тонкозернистыми хемогенными породами, катаграфиевыми разностями, а вблизи строматолитовых горизонтов – и обрывками строматолитовых наслоений. По мере обогащения такими обломками породы переходят в катаграфиево-обломочные (фитокластические) и почти чисто обломочные разности. В последних карбонатные фрагменты обычно не сортированы по размеру и могут достигать 5–7 мм по наибольшему измерению; реже наблюдаются более отсортированные породы, которые правильнее называть песчаниками или гравелитами. В западных разрезах в них появляются рассеянные зерна кварца песчаной и алевритовой размерностей. Упомянутые карбонатные обломки ориентированы горизонтально либо вдоль тонкой косой слоистости. Матрикс, обладающий тонкой, а иногда и мелкой зернистостью, нередко (особенно в нижней половине свиты) содержит зерна глауконита, сильно корродированные карбонатом; в красных породах он заключает рассеянные гидроокислы же-

леза, а в битуминозных — асфальтированное вещество в интерстициях. Матрикс почти всегда более зернист, чем микрофитолиты и обломки; последние по краям обычно гранулированы. Нередко микрофитолиты отличаются повышенной доломитностью по сравнению с матриксом. Прочие карбонатные породы игниканской свиты под микроскопом неотличимы от ранее описанных неюрских. Те же типы пород слагают игниканскую свиту и в Юдомо-Майском прогибе, но здесь они содержат гораздо меньше глауконита и нередко более заметно перекристаллизованы, чем в Майской впадине [Давыдов, 1975].

К северу от описанных районов, в центральной и северной частях Майской впадины, игниканская свита оказывается более изменчивой, чем в только что рассмотренном пересечении. Для иллюстрации этой изменчивости приведем описание серии разрезов, расположенных в бассейне р. Ингили. На востоке данного участка, на склонах горы Янкан, в составе свиты выделяются: 1) серые, буряющие при выветривании фито-кластические известняки (5–8 м); 2) красноцветные строматолитовые известняки и доломиты с прослоями микрофитолитовых (18–20 м); 3) темно-серые внизу и розовато-серые вверху фитокластические доломиты с редким глауконитом (35–40 м); 4) серые тонкоплитчатые известняки, в нижней части хемогенные (32–35 м), выше (60–65 м) катаграфиевые и фитокластические, с редкими мелкими биогермами строматолитов; 5) темно-серые битуминозные фитокластические и подчиненные хемогенные известняки либо доломиты (80–85 м). В кровле свиты, как и по р. Ляки, появляются прослойки песчаных известняков и биостром столбчато-пластовых строматолитов (1–1,6 м). Мощность свиты на горе Янкан 220–240 м. Выделенные здесь пачки хорошо сопоставляются с описанными в стратотипе, хотя и отличаются от них несколько повышенной ролью известняков по сравнению с доломитами.

Западнее мощность свиты быстро сокращается, до 140 м по р. Ингили в 10 км ниже устья руч. Арагастах и до 120–130 м в районе устья руч. Аян-Колях. В первом из этих пунктов, по данным В.Р. Алексеева и М.Я. Попова, свиту начинает 17-метровая пачка серых и желтых микрофитолитовых глауконитовых известняков и доломитистых известняков с прослоями аргиллитов в основании, выше выделяется 20 м вишнево-красных, главным образом строматолитовых известковистых доломитов, затем — желтовато- и зеленовато-серые микрофитолитовые доломиты с обильным глауконитом (15 м), а в кровле свиты — довольно значительная (85 м) толща серых микрофитолитовых доломитов и известняков, чередующихся с более темными битуминозными, которые господствуют в верхних 25 м разреза.

В 14–15 км западнее, по р. Ингили ниже устья руч. Аян-Колях, в составе свиты выделяются аналоги всех только что перечисленных подразделений, но соотношения их мощностей иные: нижние известняки — 3 м, строматолитовая пачка — 24–26 м, фитокластические глауконитовые доломиты — 23–25 м, темноцветная толща — 75–80 м. В нижней части строматолитовой пачки прослеживаются два пласта (3–7 м нижний и 6–10 м верхний) строматолитовых вишнево-красных доломитистых известняков с *Baicalia maica* Nuzhn. (обр. 556, 577), разделенных горизонтом микрофитолитовых и обломочных желтовато-серых доломитов (3–7 м). Верхнюю часть той же пачки слагают розоватые и палевые доломиты с *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 558, 559, все — коллекция 4303), имеющие мощность 6–7 м.

Ниже по р. Ингили, в районе устья руч. Ыгыттах, состав свиты почти полностью меняется на доломитовый, а ясно обособленные строматолитовые тела исчезают. Нижние 40–45 м свиты здесь сложены розовато-серыми и палевыми катаграфиевыми и фитокластическими доломитами (иногда известковистыми), которые в верхней части содержат значительную примесь глауконита, а ниже — его рассеянные зерна и мелкие линзы кремней. Строматолиты слагают лишь разрозненные маленькие биогермы в середине этой толщи и представлены неопределимыми столбчатыми и столбчато-пластовыми постройками. Верхние горизонты свиты у устья руч. Ыгыттах, как и во всех описанных ранее ее разрезах, представлены темноцветной толщей (90–100 м), в которой здесь господствуют фитокластические и катаграфиевые доломиты и известковистые

доломиты. Эти породы трансгрессивно перекрыты юдомской серией, непосредственно западнее переходящей на нерюенские отложения (см. рис. 44).

Состав микрофитоцитов, встреченных в игниканской свите по р. Ингили, достаточно выдерживается по разрезу и по площади и отличается от приведенного для стратотипа свиты лишь присутствием *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Nubecularites uniformis* Z. Zhur. и *Nub. palmipedalis* Jaksch. (темноцветная толща у устья руч. Аян-Колях).

В северной части Майской впадины, по р. Мае между устьями рек Емелекеен и Большой Кандык, разрез свиты оказывается очень похожим на вскрытый в низовьях р. Ляки. В его основании на верхненерюенских аргиллитах залегает 19–20-метровая пачка серых и палевых, желтеющих при выветривании, а пятнами и красных тонкозернистых известняков, в которой сложно сочетаются строматолитовые разности с обломочно-катаграфиевыми (фитокластическими), обычно глауконитовыми. Строматолиты слагают крупные биогермы, группирующиеся в два горизонта, а фитокластические породы не только выполняют промежутки между биогермами в пределах одного горизонта, но и наращивают разрез каждого из них, образуя протяженные пласти. В результате вся пачка получает двуритмичное строение: преимущественно строматолитовые горизонты (5–6 м нижний и 8–9 м верхний) дважды сменяются катаграфиевыми (соответственно 2–2,7 и 3,5–4,8 м). В пределах верхнего ритма хорошо видна неровная кровля биогерма, засыпанная микрофитоцитовым осадком. Строматолиты этой пачки представлены *Baicalia maica* Nuzhn. (обр. 52, 459, 461, 463, 466, 566, коллекция 4303). Выше располагается пакет вишневых и зеленоватых листоватых аргиллитов (2–2,5 м), по месту в разрезе аналогичный такому же пакету лякинского разреза, а затем – 14–15 м вишнево- и кирпично-красных строматолитовых доломитов, содержащих тонкие линзочки аргиллитов, приуроченные к поверхностям мелких размывов. Среди строматолитов здесь присутствуют *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 66, 67, коллекция 4303), возникающие на ее основе *Jacutophyton* sp. III (обр. 465, 472, 476, коллекция 4303), а также [Крылов, Шаповалова, 1970б; Шенфильд, 1978а] *Jurusania cylindrica* Kryl. Выше располагаются желтовато-серые и оранжевые, буреющие при выветривании катаграфиевые и фитокластические доломиты, содержащие изменчивое, но в общем значительное количество глауконита (23–25 м), а венчает свиту обычная верхнеигниканская темноцветная толща (95–100 м). Слагающие ее катаграфиевые, фитокластические и редкие хемогенные породы в главной своей массе имеют доломитовый состав и содержат тоненькие линзы черных кремней. В 18–20 м от кровли свиты прослеживается четковидный биостром мощностью до 4 м, сложенный *Inz. (?) confragosa* (Semikh.) (обр. 3891/310). Вблизи него породы обогащены глауконитом. Мощность свиты здесь 160–170 м. Набор встреченных в ней микрофитоцитов отличается от указанного для стратотипа лишь присутствием *Vesicularites lobatus* Reitl.

Все пачки только что приведенного разреза находят своих безусловных аналогов в стратотипе игниканской свиты и в смежных с ним разрезах. Поэтому нельзя согласиться с теми геологами, которые границу нельканских и игниканских отложений вблизи устья р. Большой Кандык проводят по кровле красноцветной пачки с инзериями [Нужнов, 1967; Неволин и др., 1978].

Итак, в Майской впадине на фоне общего для всей свиты перехода в западном направлении от известково-доломитового состава к доломитовому, в нижней ее части относительно дифференцированные микрофитоцитовые и строматолитовые пачки восточных разрезов сменяются однородной фитокластической толщей в западных. К подошве свиты в разных участках выходят то микрофитоцитовые, то фитокластические, то строматолитовые породы с *Baicalia maica*. Последние появляются у основания свиты в некотором удалении от западной кромки ее современных выходов, а на восток и юго-восток отделяются от него все более значительной пачкой иных пород. Этот факт ставит нас перед выбором: принять возрастное смещение нижнеигниканских литологических пачек относительно более или менее изохронной нижней границы свиты или считать эту границу резко диахронной. Видимо, справедливо первое допущение, так как игни-

канская свита как целое знаменовала определенный этап в развитии всего рифейского бассейна нашего региона (см. главу III), а фациальные соотношения строматолитовых и микрофитолитовых пород — обычное явление в любой фитолитовой формации [Себряков, Семихатов, 1975].

В Юдомо-Майском прогибе игниканские отложения отличаются большой мощностью, сокращением количества аргиллитов и доломитов (вплоть до полного исчезновения последних), редукцией строматолитовых, а отчасти и красноцветных пород.

В юго-западной части прогиба описываемая свита изучалась нами в ряде пересечений на левобережье р. Челасин между устьями рек Кира и Малый Комуй. Во всем объеме свиты здесь преобладают темно-серые и серые катаграфиевые и катаграфиево-обломочные (фитокластические) тонко-мелкозернистые известняки, содержащие изменчивое, но обычно подчиненное количество сходных по цвету и зернистости хемогенных известняков и доломитовых известняков. Лишь в кровле толщи обособляется самостоятельная 27–30-метровая пачка хемогенных пород, которые в отличие от нижележащих — имеют существенно доломитовый состав. Все перечисленные породы слабо-битуминозные, неравномерноплитчатые или массивные, иногда заключают мелкие (1–3 мм) линзочки темных кремней.

В этой темноцветной толще, имеющей мощность 300–310 м, вблизи основания встречаются более светлые строматолитовые известняки с *Baicalia maica* Nuzhn. (обр. 3891/149), а в 8 км севернее устья р. Большой Комуй в 52–55 и 87–90 м от подошвы свиты прослеживаются два пласта (по 2–3 м каждый) вишневых строматолитовых известняков с *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 159, 159А, Б, коллекция 3891) и столбчато-пластовыми постройками с той же микроструктурой (обр. 4303/15). Над верхним из этих пластов располагается 23–25-метровая пачка розовато-серых и кирпично-красных фитокластических известняков. В других разрезах на левобережье р. Челасин красноцветных строматолитовых пластов нет, а по положению в разрезе им отвечают равновеликие пакеты красных и грязно-желтых катаграфиевых пород. Более выдержанный горизонт сближенных биогермов строматолитов протягивается здесь в 90–100 м от кровли свиты. В нем встречаются *Inz. (?) confragosa* (Semikh.) (обр. 9, 16, коллекция 4303; обр. 150Б–Г, коллекция 3891) и более многочисленные аналогичные по микроструктуре морфологически нечеткие постройки. Среди игниканских микрофитолитов в бассейне р. Челасин определены лишь *Vesicularites enigmatus* Zabr., *Ves. vapolensis* Zabr., *Ves. pussilus* Zabr., *Ves. raabenaе* Zabr., *Ves. longilobus* Milst. и *Osagia udereica* Jaksch.

В юго-восточной части Юдомо-Майского прогиба, в верховьях р. Малый Комуй, в сложении свиты доминируют темные микрофитолитовые и фитокластические известняки, отличные от присутствующих в челасинском разрезе лишь наличием несколько сильнее перекристаллизованных разностей. В 60–65 м от основания свиты прослеживается 20–25-метровая пачка бурых и кирпичных строматолитовых известняков с *Inz. tjomusi* Kryl. (обр. 92, 104Г, Д, коллекция 4305), а в 20 м выше ее кровли — около 15 м вишнево-красных и зеленых аргиллитов с прослоями известняков. Несколько выше них встречены отдельные биогермы с *Inz. (?) confragosa* (Semikh.) (обр. 4305/105) и столбчато-пластовыми формами. Мощность свиты здесь 390–420 м. В бассейне р. Нет строение и, вероятно, мощность свиты остаются близкими к наблюдаемым в верховьях р. Малый Комуй, но плохая обнаженность и обилие диабазовых силлов мешают ее изучению.

Севернее, на правобережье Маи выше устья р. Мондоны, где мощность игниканских отложений составляет 350–380 м, их разрез в общем подобен челасинскому, но в нем значительно больше фитокластических и обломочных пород, возрастает роль доломитовых известняков за счет чистых известняков, появляются отдельные пласты онколитовых пород с *Volvatella horridus* (Z. Zhur.), *V. zonalis* Nar. и *Osagia udereica* Jaksch., а строматолитов в нижней части свиты нет. Они здесь найдены только в 60–70 м от ее кровли. Это *Inz. (?) confragosa* Semikh. (обр. 3891/271) и сопутствующие столбчато-пластовые постройки. В более северных районах, в междуречье Юдомы и Аллах-Юня

в верховьях руч. Орто-Дьюкат, разрез свиты, по данным А.Г. Лосева, имеет мощность 380 м и отличается чисто известняковым составом и господством темноцветных хемогенных пород при подчиненном значении микрофитолитовых.

Западнее мощность свиты сокращается, а строение ее усложняется. По р. Юдоме у начала протоки Куракан-Алааса и в верховьях руч. Муоландыныр в видимом основании свиты залегают 12–13 м кирпично-красных и розоватых строматолитовых известняков с *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 231, 236, 239, коллекция 4303), затем — около 25–30 м серых и более редких красных, желеющих при выветривании фитокластических известняков и доломитовых известняков с глауконитом, а выше после перерыва в обнажении в 20–22 м — знакомая по другим разрезам темноцветная толща (190–195 м), с постепенным переходом перекрывая кандыкскими отложениями. В прибрежных скалах хорошо видно, что слагающие ее микрофитолитовые, фитокластические, более редкие обломочные и хемогенные породы то часто чередуются между собой, то образуют неясно ограниченные относительно монопородные пакеты, причем роль хемогенных разностей растет к кровле толщи. Здесь среди них появляются доломиты, а среди микрофитолитовых пород — онколитовые известняки и доломиты. В них содержится *Volvatella zonalis* Nar., *V. horridus* (Z. Zhur.), *Osagia nersinica* Jaksch., тогда как общий микрофитолитовый фон свиты составляют обычные для нее *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Ves. enigmatus* Zabr., *Ves. raabena* Zabr., *Ves. krylovi* Zabr., *Ves. composites* Z. Zhur.; иногда встречается *Ves. bothrydioformis* (Krasnop.). В средней части темноцветной толщи на двух соседних уровнях лежат цепочки сближенных крупных, высотой до 8–9 м, биогермов с *Inz. (?) confragosa* (Semikh.) (обр. 69, 235, 237, коллекция 4303) и связанными с ней столбчато-пластовыми строматолитами. Те же столбчато-пластовые формы слагают небольшие (высота 1–1,7 м) разобщенные биогермы в нижних 8–10 м этой толщи и в 4–6 м от ее кровли (обр. 232, 255, коллекция 4303). Видимая мощность свиты здесь 250–260 м.

Появление вблизи основания свиты красноцветных строматолитовых, а выше — светлых фитокластических глауконитовых пород сближает только что описанный разрез с типичными для Майской впадины. Эта близость строения сохраняется и в более северных районах. Разрез свиты, вскрытый на левобережье р. Аллах-Юнь выше устья р. Сахары, во многом повторяет наблюдаемый по Мае у устья р. Емелекеен: 1) известняки темно-серые и серые, рыжеющие при выветривании, хемогенные (25–30 м); 2) известковистые доломиты и доломиты розовато-коричневые, обломочные и фитокластические, слабоглауконитовые (24–26 м), с подчиненными телами красноцветных строматолитовых доломитов, содержащих *Baicalia maica* Nuzhn. (обр. 76, 77, коллекция 4303); 3) оранжевые, зеленовато-серые и палевые строматолитовые доломиты (30–35 м) с *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 72, 78–80, 484) и возникающими на их основе редкими *Jacutophyton* sp. III; 4) темноцветная толща (125–140 м), представленная обычными для нее породами, имеющими в нижней половине известково-доломитовый, а в верхней — преимущественно доломитовый состав. В 40–42 м от основания толщи — пласт строматолитовых известняков с морфологически изменчивыми постройками, а в 8–10 м от кровли — 3-метровый прослой доломитистых песчаников. Мощность свиты у устья Сахары 210–230 м.

Выше по р. Аллах-Юнь, в районе урочища Чертово Улово и против устья руч. Малютка, в основании свиты сохраняются красноцветные строматолитовые породы, но доломиты в ее составе почти нацело замещаются известняками, а мощность растет. Против устья руч. Малютка только видимая часть свиты достигает 300–350 м, из которых 35–40 м приходится на красноцветные доломиты с *Inz. tjomusi* (обр. 568, 571, коллекция 4303), а остальная мощность — на известняки вышележащей темноцветной толщи. Напомним, что непосредственно юго-восточнее, по р. Орто-Дьюкат, такие известняки замещают собой весь объем свиты (380 м).

Напротив, северо-западнее сахаринского разреза, в среднем течении р. Джорону, у западной кромки современного поля распространения свиты, ее целиком слагают доломиты. В видимом основании разреза это грязно-оранжевые либо палевые микро-

фитолитовые и строматолитовые (*Inz. tjomusi*, обр. 82, 83, коллекция 4303) породы с обильным глауконитом (15–20 м), затем — палевые катаграфиевые с глауконитом (6–7 м), а выше — темные фитокластические (35–37 м) и почти черные хемогенные и катаграфиевые (11–13 м) породы. Судя по незначительной мощности темноцветной толщи (всего 45–50 м), общая мощность свиты здесь также невелика.

Восточнее, в верховьях рек Джорону и Чагдалы, по данным В.А. Ян Жин-шина, в основании свиты появляются пачки известняков, представленных красными строматолитовыми разностями, а мощность свиты возрастает до 250 м. Такого же типа разрез вскрыт на западном крыле Горностахской антиклинали на правом склоне долины р. Белой против устья р. Чагдалы. На темных нерюенских известняках с *Baicalia inglensis* тут залегают:

Мощность, м

1. Известняки розовые и розовато-серые, строматолитовые, с отдельными прослоями до 1–1,5 м катаграфиевых и фитокластических. Строматолиты *B. maica* Nuzhn. (обр. 111, коллекция 3891; обр. 280, 283, коллекция 4303) и обладающие своеобразной микроструктурой *Jacutophyton* sp. II (обр. 3891/111А, 4303/279) . . . . . 25–30 (видимая)  
Перерыв в обнажении . . . . . 15–20
2. Известняки серые, тонкозернистые, строматолитовые с *Jurusania* sp. (обр. 3891/111Б) и хемогенные . . . . . 4 (видимая)
3. Доломиты кирпично-красные и грязно-оранжевые, строматолитовые, с прослоями и неправильной формы телами катаграфиевых и фитокластических слабо глауконитовых разностей, количество которых растет к кровле пачки. Среди строматолитов преобладают *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 112, 112А, Г, коллекция 3891; обр. 284, коллекция 4303), реже встречаются идентичные им по микроструктуре *Jacutophyton* sp. III (обр. 3891/112В) . . . . . 35–37
4. Доломиты светло-серые, желтеющие при выветривании, микрофитолитовые, слабоглауконитовые . . . . . 12–15
5. Доломиты темно-серые и черные, катаграфиевые, фитокластические и реже хемогенные, содержащие линзы черных кремней толщиной до 20–25 см. В средней части — пластово-столбчатые строматолиты, приуроченные к отдельным прослоям . . . . . 90–95
6. Доломиты светло-серые, тонкозернистые, фарфоровидные, тонкослоистые, у кровли частично песчаные . . . . . 25–27

Описанные отложения, выше по склону сменяемые кандыкской свитой, имеют мощность 170–180 м. Состав и последовательность выделяемых в них пачек близки к наблюдаемым в более южных районах.

Одновозрастные толщи восточного крыла Горностахской антиклинали, вскрытые по р. Белой в 2,8–3,5 км восточнее устья р. Мастах, отличаются почти чисто известковым составом. В видимом основании свиты, отделяясь от нерюенских пород задержанным интервалом в 15–16 м по мощности, здесь залегают чередующиеся между собой серые и розовые хемогенные, катаграфиевые либо обломочно-катаграфиевые известняки и доломитовые известняки, а также пласты и линзы (до 1,5 м) строматолитовых розовато-серых известняков, часто облекаемых тонкими (5–10 см) пленками вишне-аргиллитов. Видимая мощность пачки 12–13 м; ее строматолиты представлены *Colonnella* sp. (обр. 3891/2), *Baicalia maica* Nuzhn. (обр. 3891/3) и своеобразными *Jacutophyton* sp. II (обр. 4303/93), аналогичными тем, что присутствуют на этом уровне на западном крыле антиклинали.

Выше залегают 33–35-метровая сложно построенная пачка. В ее составе преобладают вишнево- и кирпично-красные строматолитовые доломиты и доломитистые известняки, образующие монолитные пласты от 2–3 до 10–12 м толщиной. Их разделяют красноцветные и серые хемогенные, обломочные, а в верхней части, кроме того, и фитокластические породы, образующие линзовидные и выдержанные пласты до 1–1,5 м мощностью. Вишневые и зеленые листоватые аргиллиты слагают два выдержанных прослоя в основании и в 17–18 м от подошвы пачки (соответственно 1,2 и 1,5 м) и серию линз среди хемогенных известняков непосредственно выше верхнего прослоя. Строматолиты в нижней части при единой микроструктуре морфологически меняются по разрезу от столбчато-пластовых (обр. 5) к *Jacutophyton* sp. III (обр. 5А), образующим горизонт в 15–17 см, а затем к *Inzeria tjomusi* Kryl. (обр. 5Б–Г, коллекция 3891; обр. 91, 92, 96, коллекция 4303). В верхней части развиты морфологически неопределенные столб-

чатые постройки. Более высокие горизонты описываемого разреза — это обычная для верхнеигниканского уровня темноцветная толща. В ее составе преобладают хемогенные слабобитуминозные известняки, а катаграфические и обломочные разности (окрашенные здесь в светло-серые и розовато-серые тона) слагают лишь небольшие пакеты. В интервале 12–35 м от основания толщи в ней прослеживаются отдельные биогермы изменчивых по форме столбчатых строматолитов. Среди микрофитолитов здесь определены только *Vesicularites compositus* Z. Zhur, *Ves. raabenaе* Zabr., *Ves. krylovi* Zabr., *Nubecularites palmipedialis* Jaksch. Мощность этой толщи 160–180 м, а всей свиты 210–220 м. Ее трансгрессивно перекрывает юдомская серия, несколько севернее переходящая на более древние свиты (см. рис. 44).

Из изложенного следует, что мощность игниканской свиты неуклонно растет — от 100–140 м в крайних западных выходах до 300 и даже до 400 м в Юдомо-Майском прогибе. Одновременно состав отложений меняется от чисто доломитового в ряде западных разрезов (западное крыло Горностахской антиклинали, р. Джорону, район пос. Ципанда, низовья р. Ингили) до преимущественно или исключительно известкового в восточных. Замещение доломитов известняками начинается на западе в базальных горизонтах свиты и на восток захватывает в общем все более высокие ее горизонты. Вместе с тем вверх по разрезу несколько смещаются и красноцветные строматолитовые пачки, которые очень характерны для центральной полосы распространения свиты, а в обе стороны от нее как бы растворяются в толще катаграфических, обломочных и хемогенных пород, окрашенных на востоке в серые, а на западе в красные тона.

Сравнение состава и фациальной изменчивости нерюенских и игниканских отложений убеждает, что первые отвечают трансгрессивному, а вторые — регрессивному этапу развития лахандинского бассейна [Акулышина и др., 1969; Серебряков, 1975; Комар и др., 1970, 1977]. Есть все основания полагать, что смена этих этапов на всей территории нашего региона наступила геологически одновременно. Иначе говоря, граница нерюенской и игниканской свит может считаться относительно изохронной.

Трассированию данной границы, как мы видели, во многом способствует специфика игниканской ассоциации строматолитов (см. рис. 45), члены которой характеризуют три последовательных уровня в пределах свиты. Различными в названных отложениях оказываются и сводные наборы микрофитолитов, хотя их и связывает ряд общих форм [Журавлева, 1977а]. В нашем материале, по определениям М.С. Якшина, в игниканской свите появляются *Vesicularites enigmatus*, *Ves. parvis*, *Ves. pussilus*, *Ves. raabenaе*, *Ves. krylovi*, *Ves. vapolensis*, *Ves. longilobus*, *Ves. bothrydioformis*, *Ves. lobatus*, *Volvatella zonalis*, *Osagia udereica*, неизвестные в нерюенской, а развитые в последней *Ves. ingens* и некоторые другие не проходят в игниканскую.

Завершая рассмотрение лахандинской серии, приведем данные о ее изотопном возрасте. Все они относятся к юго-западным разрезам и получены К-Аг методом по глаукониту: кумахинская подсвита вблизи основания по р. Ингили — 920(950) млн. лет; мильконская подсвита по р. Тайма — 950(980) млн. лет [Неволин и др., 1978], а по р. Ингили — 780–950(768–938) млн. лет [Бородаевская и др., 1980]; нельканская в верховье р. Кирбии — 970(1000) млн. лет [Неволин и др., 1978], у пос. Нелькан — 920–970(950–1000) млн. лет; игниканская свита, инзериевая пачка у устья р. Емелекеев — 870(890) млн. лет [Гаррис и др., 1964; Казаков, Кнорре, 1973]. Геологическое единство серии подчеркивается трансгрессивно-регрессивным характером ее отложений и одинаковой направленностью фациальных изменений двух составляющих ее региональных свит.

#### УЙСКАЯ СЕРИЯ

Уйская серия, выделенная С.В. Нужновым и В.А. Ярмлюком [1959], объединяет мощные терригенные толщи, завершающие доюдомский разрез нашего региона. Ныне они сохранились только в Юдомо-Майском прогибе и по восточной окраине Майской впадины, на правобережье Маи (см. рис. 44).

Обнаженность уйских отложений сравнительно плохая. По берегам крупных рек

они дают цепочки то протяженных, то мелких выходов, а вдоль малых рек и на водоразделах наблюдаются в развалах (песчаники) или высыпках (алевролиты, аргиллиты). Из-за такой обнаженности данная серия изучена нами схематичнее прочих серий учурмайского рифея. Поэтому в предлагаемом ее описании довольно высока роль литературных данных, отражающих информацию, полученную в ходе среднемасштабной геологической съемки. Выше уже говорилось, что мы принимаем первоначальное деление серии на две свиты — кандыкскую s.lato и устькирбинскую.

В литературе неоднократно высказывалось мнение, что в Майской впадине уйские отложения залегают на лахандинских с размывом [Нужнов, Ярмолюк, 1959, 1963; Нужнов, 1967; Хоментовский и др., 1972, 1977; и др.]. Наши данные, равно как и материалы геологических съемок, проведенных В.Р. Алексеевым, С.М. Калимулиным, Б.С. Неволлиным, С.В. Потаповым, В.А. Самозванцевым и другими исследователями, показывают, что эти отложения почти везде связаны постепенными переходами. Как в пределах Майской впадины (р. Мая у устья р. Большой Кандык, р. Ляки у устья р. Улак, среднее течение р. Ингили, р. Утанак, гора Янкан и др.), так и в Юдомо-Майском прогибе (р. Юдома у протоки Куракан-Алааса, р. Мая выше устья р. Северный Уй, гора Нития, междуречье Нёта и Атаньжи, р. Аллах-Юнь в районе урочища Чертово Улово, р. Сахара и др.) можно видеть, что у кровли игниканских карбонатных пород появляются тонкие (20—60 см) пласты и линзы кварцевых песчаников и песчанистых доломитов, а в основании кандыкских отложений прослеживаются редкие прослои и линзы карбонатных пород и (или) пласты песчаников с известковым цементом. Лишь в районе пос. Ципанда и в верховьях р. Северный Уй в основании кандыкской свиты в отдельных разрезах появляются гравелиты и мелкогалечные конгломераты с гальками известняков и песчаников, позволяющие Б.С. Неволлину с соавторами [1978] предполагать здесь местный предкандыкский размыв.

#### *Кандыкская свита*

Кандыкская свита, впервые описанная В.А. Ярмолюком в 1942 г. [Ярмолюк, 1946], представлена чередующимися между собой прослоями и пачками сероцветных кварцевых, полевошпат-кварцевых, а на востоке и полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Верхняя ее часть, сложенная относительно грубыми полимиктовыми породами, нередко выделяется как самостоятельные свиты — джабатымская на юге региона [Башарин, Самозванцев, 1964; Ставцев и др., 1974б; Неволлин и др., 1978; и др.] и малосахаринская и джоронская на севере [Ян Жин-шин и др., 1977; Волкодав, Старников, Ян Жин-шин, 1978].

В Майской впадине выходы кандыкской свиты прослеживаются широкой полосой вдоль восточной части впадины на правобережье Маи. В Юдомо-Майском прогибе свита развита во всех его зонах, кроме крайней северо-западной, слагая ряд субмеридионально вытянутых узких полос, обрамляющих наиболее погруженные участки структуры.

Стратотип свиты расположен по Мае ниже и выше устья р. Большой Кандык (см. рис. 38). Здесь на игниканских доломитах залегают:

Мощность, м

1. Алевролиты и чередующиеся с ними более редкие аргиллиты зеленовато-серые, тонкоплитчатые, с тонкими (20—50 см) прослоями мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, количество которых возрастает вверх. У основания — два пласта по 15—20 см косослоистых алевролитовых доломитов . . . . . 20—25
2. Песчаники желтовато-серые, мелко- и среднезернистые, полевошпат-кварцевые, с бурым лимонитовым крапом, в отдельных прослоях с глауконитом, толстоплитчатые, косослоистые, в нижней части с прослоями алевролитов . . . . . 40—50
3. Алевролиты и аргиллиты, подобные описанному в слое 1, содержащие отдельные небольшие (8—10 м) пачки серых мелко-среднезернистых косослоистых песчаников . . . . . 55—57
4. Песчаники светло-серые и розоватые, от мелко- до крупнозернистых, полевошпат-кварцевые, иногда глауконитовые, толстоплитчатые, с прослоями зеленовато-серых тонкоплитчатых алевролитов и алевропесчаников, преобладающих в отдельных пакетах . . . . . 35—40
5. Алевролиты и мелкозернистые песчаники зеленовато-серые, тонкоплитчатые, с прослоями более светлых толстослоистых песчаников . . . . . 40—45

Описанные породы мощностью 200–220 м трансгрессивно перекрыты юдомской серией, которая в нескольких километрах западнее, в районе устья р. Емелекеен, переходит на лахандинские отложения. К северо-востоку от стратотипа, на левобережье нижнего течения р. Юдомы, строение свиты, судя по данным Б.С. Неволлина, остается близким к описанному, а мощность сохранившихся ее отложений возрастает до 250–300 м. Глауконит, отобранный здесь в 200 м выше подошвы свиты, имеет возраст 700 (720) млн. лет, а взятый из нижней части свиты по р. Большой Кандык – 760 (780) млн. лет (К-Аг метод [Казаков, Кнорре, 1973; Неволлин и др., 1978]).

В более южных районах Майской впадины, в бассейне р. Ингили, кандыкская свита представлена преимущественно алевролитами. В ее основании на восточном крыле Ингилийской структуры залегает значительная (90 м) толща чередования зеленовато-серых плитчатых алевролитов, аргиллитов и подчиненных песчаников. Аргиллиты образуют очень тонкие (0,5–1 см) прослойки и примазки, количество которых меняется от места к месту, а песчаники слагают маломощные пласты или 2–5-метровые пакеты. В таких пластах они представлены мелкозернистыми, обычно алевритистыми тонкоплитчатыми разностями, а в пакетах – среднезернистыми толстоплитчатыми. Подобные же толстослоистые светло-серые песчаники слагают вышележащую 25–30-метровую пачку, почти лишенную алевролитов, а затем в 30-метровой пачке вновь уступают им место.

Более молодые отложения, нередко выделяемые в джабатымскую свиту, начинаются довольно грубыми песчаниками, содержащими рассеянную галечку алевролитов (2–3 м), а завершаются преимущественно алевролитовой толщей, которая очень похожа на ту, что лежит в основании кандыкской свиты. Мощность этой толщи у устья р. Арагастах, где ее перекрывают устькирбинские породы, 55–60 м. Таким образом, полная мощность кандыкской свиты в среднем течении р. Ингили составляет всего 200–220 м, а восточнее, в верховьях этой реки и р. Улак, по данным В.Р. Алексеева, возрастает до 350 м. Юго-восточнее, по р. Мае у пос. Нелькан, между игниканскими и юдомскими отложениями наблюдается уже около 400–450 м кандыкских осадков. Среди господствующих аргиллитов и алевролитов в верхней части разреза здесь появляются значительные (30–60 м) не выдержанные по мощности горизонты мелко-среднезернистых полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников.

Несколько восточнее, при переходе через Нельканский шов, мощность свиты резко возрастает, а строение ее несколько меняется. На правом склоне Майской долины в 1–1,5 км выше устья р. Северный Уй наблюдается следующий 750–800-метровый разрез:

Мощность, м

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Часто чередующиеся между собой алевролиты и глинистые алевролиты зеленовато-серые, тонкоплитчатые до листоватых, в средней части с 20-метровой пачкой, а у кровли с подчиненными тонкими прослоями серых мелкозернистых кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников | 350–380 |
| 2. Алевролиты и аргиллиты, подобные нижележащим, но в той или иной мере известковистые, с отдельными прослоями алевритистых известняков и более частыми тонкими пластинами песчаников  | 160–180 |
| 3. Песчаники светло-серые и серые, мелко- и среднезернистые, полевошпат-кварцевые, у основания и в верхней части массивные или толстоплитчатые, а в большей средней части – тонкоплитчатые, с прослоями алевролитов  | 200–220 |

Описанные разрезы показывают, что мощности кандыкской свиты подчиняются общим региональным закономерностям: быстро увеличиваются от края Учуро-Майской плиты на восток. Тем неожиданнее оказывается поведение верхнекандыкских (джабатымских) песчаников, роль которых в сложении свиты возрастает в том же направлении.

Состав кандыкских обломочных пород в рассмотренных районах колеблется от почти чисто кварцевого, наиболее характерного для относительно грубых песчаников, до олигомиктового полевошпат-кварцевого, а в некоторых алевролитах и аркозово-кварцевого. В обломочной фракции, помимо кварца и полевого шпата, обычно в замет-

ном количестве (до 5–7%) присутствуют листочки слюд, обломки алевролитов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Окатанность и сортировка материала, довольно высокие в песчаниках, резко снижаются в алевролитах. Цемент глинисто-гидрослюдистый, иногда обогащенный гидроокислами железа, реже глинисто-карбонатный или кварцевый регенерационный. Местами он содержит глауконит. Характерные черты кандыкских алевролитов – зеленовато-серая окраска, тонкая плитчатость (до листоватости) и определяющая ее тонкая слоистость (ровная или пологая косоволнистая). Эта слоистость связана с чередованием то более крупнозернистых, нередко мелкопесчаных, то более тонкообломочных, обычно глинистых слоев толщиной от долей миллиметра до 2–5 мм. Гораздо реже встречаются неслоистые алевролиты, обладающие скорлуповатой отдельностью. Среди песчаников выделяются тонко- и толсто плитчатые (до массивных) разновидности. Первые отличаются от подобных алевролитов лишь господством мелкопесчаных частиц в обломочной фракции и несколько более толстой слоистостью. Толсто плитчатые и массивные песчаники выделяются светлой окраской, средне-, а иногда средне-крупнозернистой текстурой, довольно грубой косою слоистостью, спорадическим присутствием галек алевролитов. На поверхностях напластования песчаников и алевролитов обычны мелкие волноприбойные знаки, реже встречаются трещины усыхания и плоские галечки алевролитов и аргиллитов.

Латеральные изменения свиты, наметившиеся в описанных разрезах, получают дальнейшее развитие в более восточных районах (см. рис. 38). В бассейне среднего течения р. Северный Уй мощность свиты достигает 1000–1100 м, а в ее составе, по данным А.А. Ельянова и А.Г. Лосева, выделяются две части. Нижняя из них (500–550 м) – это часто чередующиеся зеленовато-серые тонко плитчатые алевролиты и мелкозернистые песчаники. Верхняя, существенно песчаная толща (до 550 м) имеет трехчленное строение: 1) белые или желтоватые массивные кварцевые, иногда железистые песчаники (30–40 м); 2) переслаивание тонко плитчатых полимиктовых песчаников и алевролитов, имеющих зелено-серую окраску (80–100 м); 3) светлые массивные кварцевые песчаники (до 400 м). Эти три пачки хорошо увязываются с тремя частями – массивной, плитчатой и массивной – верхней толщи устьуйского разреза.

Общее деление свиты на нижнюю, главным образом алевролитовую, и верхнюю, преимущественно песчаную, толщи сохраняется и севернее, в бассейне р. Нёт. Здесь на левобережье р. Нижняя Айля в базальной толще появляются горизонты светлых среднезернистых полевошпат-кварцевых песчаников, а в верхней наблюдается чередование пачек полевошпат-кварцевых толсто плитчатых песчаников с пачками тонко плитчатых полимиктовых песчаников и алевролитов. Мощность этих толщ, по данным С.М. Калимулина, соответственно 550–570 и 580–600 м.

К юго-востоку от описанных разрезов, в верховьях р. Атаньджи (данные С.М. Калимулина) и в верховьях р. Большой Комуй (данные А.Л. Ставцева), мощность нижнекандыкских алевролитов сокращается до 200–300 м, а вышележащих песчаников, напротив, увеличивается до 800–1000 м, вероятно, в результате фашиальных взаимозамещений. В нижнем течении р. Атаньджи мелко-среднезернистые полевошпат-кварцевые песчаники выходят непосредственно к основанию кандыкской свиты, а породы ее верхней половины частично приобретают бурую и грязно-вишневую окраску. В крайних восточных выходах, в междуречье Нёта и Малой Атаньджи, песчаники почти совсем вытесняют алевролиты из состава рассматриваемых отложений, а в их основании появляются конгломераты с гальками кварца, окремненных известняков и песчаников. Мощность свиты здесь сокращается до 800 м. Вместе с тем у ее кровли наблюдаются прослои доломитов [Неволин, Потапов, 1978; Неволин и др., 1978].

Подобным же образом кандыкская свита ведет себя в более северном пересечении, проходящем от верховьев р. Ингили к горе Нития, хребту Челат и верховьям р. Май. В самом западном разрезе этого пересечения, в верховьях р. Ингили, мощность свиты не превышает 350 м, а в ее сложении господствуют алевролиты и аргиллиты. Юго-восточнее, в истоках р. Гувинда, те же отложения достигают 1100 м и в заметном количестве содержат полевошпат-кварцевые мелко-среднезернистые песчаники, слагающие

отдельные пакеты и небольшие пачки (данные С.М. Калимулина). В 40–50 км северо-восточнее, у горы Нития, мощность свиты составляет уже 2000 м, а доля песчаников в ее сложении еще увеличивается: они почти целиком слагают верхние 600 м свиты и образуют значительную (около 200 м) пачку в середине нижележащей аргиллит-алевролитовой толщи [Неволин, Потапов, 1978]. На хребте Челат (верхнее течение р. Кирбии) В.А. Самозванцев оценивает мощность рассматриваемых отложений в 2500 м и приводит следующий их разрез:

	Мощность, м
1. Чередующиеся крупно- и тонкозернистые плитчатые зеленовато-серые алевролиты; в верхних 350 м – редкие линзы песчаных известняков и известковистых песчаников . . . . .	800
2. Песчаники светло-серые до белых, мелко- и среднезернистые, кварцевые, массивные, с прослоями тонкоплитчатых мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов, наиболее обычными в средней трети толщи . . . . .	200
3. Алевролиты темно-серые и бурые, тонкоплитчатые, в средней части с прослоями слюдястых аргиллитов, а выше с пластами среднезернистых кварцевых песчаников . . . . .	280
4. Песчаники и гравелиты зеленовато-серые, реже вишневые, полевошпат-кварцевые и граувакковые, с прослоями аргиллитов и алевролитов . . . . .	Около 100
5. Чередование зеленовато-серых полимиктовых, а в средней части и полевошпат-кварцевых толсто-плитчатых песчаников с тонкоплитчатыми алевролитами. В верхней трети – прослой кварцевых мелкозернистых песчаников . . . . .	800
6. Частое чередование зеленовато-серых среднезернистых полевошпат-кварцевых песчаников, слюдястых аргиллитов и алевролитов . . . . .	300

Нижняя, преимущественно алевролитовая полевошпат-кварцевая (слои 1–3), и верхняя, главным образом песчановая полимиктовая, толщи (слои 4–6) челатского разреза и их литологические аналоги нередко описывают соответственно как кандыкскую s.str. и джабатынскую свиты [Башарин, Самозванцев, 1964; Алексеев, Каминский, 1971; Ставцев и др., 1975б; Неволин, Потапов, 1978; Неволин и др., 1978; и др.]. Ниже мы увидим, что такое деление с уверенностью нельзя проследить по всему региону. Поэтому джабатынские отложения, имеющие свое определенное лицо в восточных разрезах, мы рассматриваем в качестве местной подсвиты (толщи), подчиненной кандыкской свите.

К западу от только что приведенного разреза, в бассейне ручьев Большой и Малый Маталакан, мощности двух упомянутых толщ кандыкской свиты быстро сокращаются соответственно до 800 и 700 м, что сопровождается некоторым увеличением грубости пород в нижней и уменьшением – в верхней из них. Напротив, непосредственно восточнее хребта Челат их мощности возрастают и составляют 1900 и 2400 м [Неволин, Потапов, 1978]. Обращают на себя внимание непропорциональные локальные изменения мощностей двух частей свиты, хотя в региональном масштабе доля верхней (джабатынской) толщи возрастает с запада на восток: в верховьях р. Ингили она едва ли составляет одну четвертую часть общего разреза свиты, а на хребтах Челат и Улахан-Бам – около двух третей (рис. 38). Такое поведение алевролитовой и песчановой толщ, сопровождаемое увеличением грубости материала во второй из них, естественно, приводит к выводу о частичном их фациальном взаимозамещении. Вместе с тем геологи НПО "Аэрогеология" считают, что джабатынские отложения залегают на подстилающих с разрывом, и даже допускают, что они разделены проявлением основного магматизма [Алексеев, Каминский, 1971; Неволин и др., 1978; Неволин, Потапов, 1978]. Наличие этого перерыва доказано лишь на небольшом участке в бассейне р. Томмутинжа, где джабатынские песчаники налегают на разные горизонты нижнекандыкских (данные В.Р. Алексеева). На остальной части южного сегмента Юдомо-Майского прогиба при обосновании этого перерыва ссылаются, с одной стороны, на наличие в основании джабатынских песчаников гравелитов с фрагментами диабазов, осадочных пород, кварца и редких гранитов, а с другой – на обилие диабазовых силлов в доджабатынских толщах и на отсутствие их в джабатынских. Вряд ли эти аргументы достаточно убедительны, тем более что в северных разрезах каких-либо намеков на рассматриваемый перерыв нет, а литологические аналоги джабатынских и доджабатынских толщ по латерали явно частично замещают один другой.

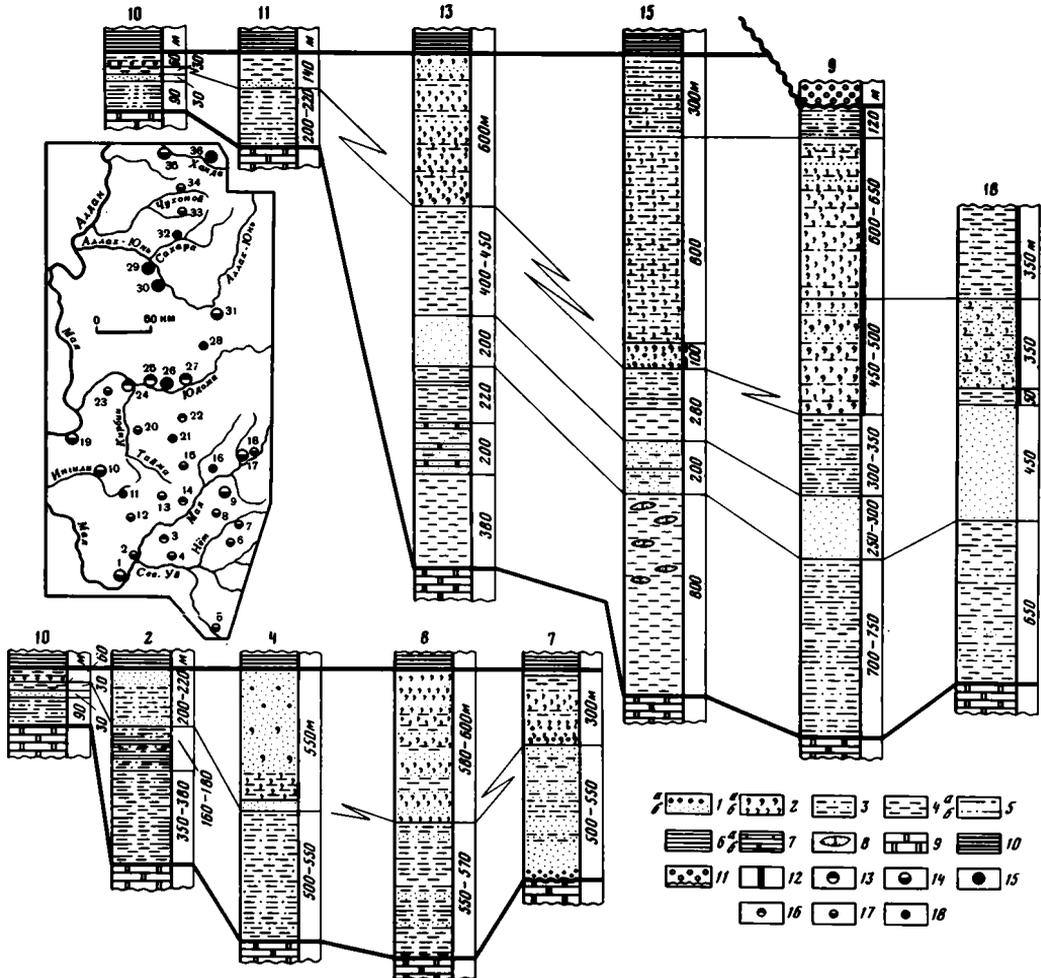


Рис. 38. Сопоставление разрезов кандыкской свиты и расположение описанных разрезов уйской серии

Географическую привязку изображенных разрезов см. на врезке

1 – гравелиты (а) и песчаники (б) кварцевые и полевощат-кварцевые; 2 – песчаники полимиктовые крупно-среднезернистые (а) и мелкозернистые (б); 3 – чередование алевролитов и песчаников; 4 – алевролиты; 5 – чередование аргиллитов с алевролитами (а), с алевролитами и песчаниками (б); 6 – аргиллиты; 7 – прослои известняков (а) и доломитов (б); 8 – линзы песчаных известняков; 9–11 – подстилающие и перекрывающие отложения: 9 – иттиканская, 10 – устькирбинская свиты, 11 – юдомская серия; 12 – красноцветные интервалы разреза. На врезке: 13–15 – расположение разрезов: устькирбинской (13), кандыкской (14) и той и другой (15) свит, изученных авторами; 16–18 – то же, для разрезов, изученных другими геологами

Разрезы (см. врезку): 1, 2 – р. Мая: 1 – у пос. Нелькан, 2 – в 2 км выше устья р. Северный Уй; 3 – верховья р. Наюм (2, 3 – по данным С.М. Калимулина); 4 – среднее течение р. Северный Уй (по данным А.А. Ельянова, А.Г. Лосева); 5 – верховья р. Большой Комуй (по данным А.Л. Ставцева); 6 – верховья р. Атаньджи (по данным С.М. Калимулина); 7 – междуречье Нёта и Малой Атаньджи [Неволин, Потапов, 1978]; 8 – левобережье р. Нижняя Аяля (по данным С.М. Калимулина); 9 – междуречье Иттиканчана и Бераньи; 10 – р. Ингили у устья р. Арагастах; 11 – верховья р. Ингили (по данным В.Р. Алексеева); 12 – истоки р. Гувинда (по данным С.М. Калимулина); 13 – гора Нития [Неволин, Потапов, 1978]; 14 – р. Турча (по данным В.Р. Алексеева); 15 – восточный склон хребта Челат [Неволин, Потапов, 1978]; 16 – р. Ариавкан (по данным В.Р. Алексеева); 17 – междуречье Ман и Мурамни; 18, 19 – р. Мая: 18 – у устья р. Кадакчан (по данным И.М. Фердмана), 19 – у устья р. Большой Кандык (стратотип кандыкской свиты); 20 – междуречье Большого и Малого Маталакана; 21 – хребет Челат, р. Кирби (20, 21 – по данным В.А. Самозванцева); 22 – хребт Челат, руч. Бэс-Юрех [Башарин, Самозванцев, 1964]; 23–27 – р. Юдома: 23 – левобережье (по данным Б.С. Неволина), 24 – у устья р. Кирбии (стратотип устькирбинской свиты), 25 – ниже устья р. Тыллаах, 26 – у протоки Кураакан-Алааса, 27 – у устья р. Кары-Ылатыги; 28 –

Важные изменения кандыкские отложения испытывают в крайних восточных разрезах рассматриваемого пересечения, в верховьях р. Май. Здесь, как и в аналогичной структурной позиции в бассейне р. Северный Уй, свита сокращается в мощности, обогащается относительно грубыми породами и частично приобретает красную окраску. Для иллюстрации этих изменений приведем разрез в бассейнах ручьев Нижний Иниканчан и Бераңья на левобережье Май:

Мощность, м

1. Алевролиты зеленовато-серые, тонкоплитчатые и скорлуповатые, с миллиметровыми прослойками аргиллитов, слоями и линзами светлых мелкозернистых кварцевых песчаников, которые сгущаются у кровли пачки . . . . . 700—750
2. Песчаники светло-серые и желтовато-серые, мелко- и среднезернистые, полевошпат-кварцевые, массивные или толстоплитчатые, обычно косослоистые, с отдельными пакетами и пачками в 20—30 м серых и зеленых тонкоплитчатых слюдястых песчаников и (или) алевролитов . . . . . 250—300
3. Толща, аналогичная описанной в слое 1 . . . . . 300—350
4. Песчаники розовато-серые, сиреневые и светло-серые, среднезернистые, полимиктовые и полевошпат-кварцевые, послойно обогащенные более грубым материалом (вплоть до гравийного), с прослоями и пачками зеленовато-серых, а иногда и вишнево-красных полимиктовых песчаников и алевролитов . . . . . 450—500
5. Песчаники вишнево- и буро-красные, преимущественно среднезернистые, полевошпат-кварцевые и полимиктовые, косослоистые, массивные или грубоплитчатые, с прослоями и пачками красноцветных алевролитов, количество которых растет вверх . . . . . 600—650
6. Алевролиты вишнево-красные, с прослоями и пачками сиреневых песчаников и красных либо серых аргиллитов . . . . . 100—120

Описанные отложения трансгрессивно перекрыты юдомской серией. Очень сходный разрез их красноцветной (джабатымской) части вскрыт несколько севернее, в междуречье Май и Мурамни. Мощность свиты в бассейнах рек Бераңья и Иниканчан значительно сокращена против наблюдаемой на хребте Челат и составляет 2600—2800 м. Это сокращение нельзя целиком отнести за счет резкого углубления предъюдомского размыва: прямо к северу от бераңинского разреза, на правобережье Май по р. Ариавкан, полная мощность джабатымской толщи, перекрытой устькирбинской свитой, составляет всего 500 м (данные В.Р. Алексеева), а восточнее, по р. Мае у устья р. Кадакчан, резко сокращена не только эта, но и нижележащая часть рассматриваемых отложений. Здесь в их основании И.М. Фердман описывает 650 м зеленовато-серых тонкоплитчатых алевролитов, содержащих редкие прослои аргиллитов и два горизонта (в 30 и 20 м) мелко- и среднезернистых массивных кварцевых песчаников. Далее следует более или менее монолитная 450-метровая толща подобных же песчаников, а затем — небольшая (50 м) пачка тонкослоистых красноцветных алевролитов, которой И.М. Фердман начинает джабатымские отложения. Выше в их составе залегают красноцветные горизонтально- и косослоистые мелкозернистые полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями алевролитов (350 м), а затем — красные алевролиты с прослоями песчаников (300 м). Сравнение этого разреза с бераңинским показывает не только значительное сокращение мощности свиты (1800 м против 2600—2800 м), но и разную направленность фациальных изменений нижних и верхних ее горизонтов: первые в восточном направлении обогащаются песчаниками за счет алевролитов, а вторые — алевролитами за счет песчаников. Однако общий план изменения фаций и мощностей свиты в майском пересечении аналогичен наблюдаемому в уйском.

Полимиктовые (граувакковые) песчаники, которые во всевозрастающем количестве появляются в восточных разрезах свиты, сложены плохо окатанными и обычно плохо сортированными зернами кварца (40—60%), полевых шпатов, в большинстве своем свежих (25—30%), слюд и обломков пород (до 20—25%) — кремнисто-глинистых слан-

исток рек Кеатан и Атаньжа (по данным А.Г. Лосева); 29, 30 — р. Аллах-Юнь: 29 — в 3—7 км выше устья р. Сахары, 30 — урочище Чертово Улово; 31 — хребет Улахан-Бам, руч. Горный; 32 — р. Сахара у устьев рек Акры и Двальной [Волкодав и др., 1978]; 33 — верховья р. Джорону; 34 — верховья р. Чухоной (33, 34 — по данным В.А. Ян Жин-шина); 35 — р. Ханда (Белая) у устья р. Тарынаах; 36 — верховье ручьев Салар и Мой

цев, алевролитов, кремней, редких диабазов и иногда известняков. Цемент гидрослюдисто-глинистый, хлоритовый, реже кварцевый регенерационный, иногда железистый, как исключение встречается карбонатный поровый. Полевошпат-кварцевые песчаники этих разрезов отличаются от подобных пород более восточных районов лишь повышенным содержанием полевых шпатов, обломков пород и отсутствием глауконита.

В более северных пересечениях, вдоль долины р. Юдомы, в бассейнах рек Аллах-Юня и Белой, область выходов кандыкской свиты сужается, так как сюда протягивается лишь западная, внешняя ветвь Юдомо-Майской зоны. По р. Юдоме самый западный полный разрез свиты можно наблюдать на правом склоне долины у начала протоки Куракан-Алааса. В основании этого разреза с постепенным переходом на игниканских доломитах залегает значительная (550–600 м) толща частого чередования тонкоплитчатых зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов, разделенная на отдельные пакеты пластинами и горизонтами светлых, более грубых толстоплитчатых песчаников, количество которых в общем возрастает вверх. Выше выделяется примерно 450–500-метровая толща светло-серых и иногда бурых массивных полевошпат-кварцевых песчаников с редкими прослоями алевролитов, а затем — новая толща (220–250 м) чередования алевролитов и песчаников, отличающаяся полимиктовым составом. Суммарная мощность этих трех толщ, согласно перекрытых устькирбинской свитой, 1200–1300 м; две верхние из них образуют типовой разрез джабатымских отложений [Башарин, Самозванцев, 1964].

Следующий к востоку полный разрез кандыкской свиты в юдомском пересечении вскрыт только на хребте Улахан-Бам, в истоках рек Кеатан и Аканжа, у восточной кромки выходов рифейских отложений. По данным А.Г. Лосева, этот разрез имеет мощность около 3000 м и делится на пять толщ: 1) чередование довольно мощных (30–40 м) пачек зеленовато-серых алевролитов с горизонтами (5–15 м) мелкозернистых толстоплитчатых кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников, а вблизи основания и аргиллитов (700 м); 2) массивные сливные мелкозернистые полевошпат-кварцевые и кварцевые песчаники светлых тонов, содержащие редкие пачки серых алевролитов (500 м); 3) алевролиты и более редкие аргиллиты, тонкоплитчатые, серые и темно-серые, с прослоями, а в нижней части и с изменчивой по мощности (40–100 м) пачкой сливных полевошпат-кварцевых песчаников (700 м); 4) темно-серые полимиктовые граувакковые песчаники средне- и крупнозернистые, в основании до гравелистых, с пачками полевошпат-кварцевых зеленовато-серых песчаников и аргиллитов (600–700 м); 5) чередование 20–50-метровых пачек полимиктовых песчаников, алевролитов, полевошпат-кварцевых песчаников и редких аргиллитов (400–500 м). Последовательность описанных пород, по существу, повторяет наблюдаемую на хребте Челат.

Смещаясь далее к северу, в хребет Сетте-Дабан (бассейны рек Аллах-Юня и Белой), мы попадаем в ту область, в которой для рассматриваемых отложений недавно была предложена схема деления на три согласно залегающие местные свиты: кандыкскую s.str., обособляющуюся только в восточных разрезах малосахаринскую и джоронскую [Ян Жин-шин и др., 1977; Волкодав, Старников, Ян Жин-шин, 1978]. Джоронская свита сопоставляется И.Г. Волкодавом и его соавторами с джабатымской. Однако нижние границы той и другой определяются разными критериями: появлением довольно грубых песчаников, начинающих толщу грауваккового состава (джабатымская), и сменой темно-зеленых граувакковых песчаников пластом светло-серых полевошпат-кварцевых песчаников (джоронская). Вряд ли столь различные критерии, применяемые в соседних районах, могут привести к выделению адекватных литостратиграфических единиц. Более оправданным кажется сравнение джабатымских отложений с джоронской и малосахаринской свитами [Ян Жин-шин и др., 1977], ибо нижняя граница малосахаринской свиты проводится по подошве пачки граувакк, сменяющей подстилающие олигомиктовые песчано-алевролитовые и аргиллитовые толщи. Но именно эта корреляция, принятая в унифицированных стратиграфических схемах Сибири (1979 г.), убеждает в невозможности проследить джабатымскую свиту по всему региону. Дело в том, что пачки

граувакковых песчаников, ограничивающие малосахаринскую свиту в восточной части Сетте-Дабана, в западной его части постепенно выклиниваются. В результате эта "свита", как подчеркивают И.Г. Волкодав, А.И. Старников и В.А. Ян Жин-шин [1978, с. 13 и 18], перестает существовать в качестве самостоятельного литостратиграфического подразделения, растворяясь в инофациальных отложениях. С ее исчезновением теряются критерии трассирования границы доджабатымских и джабатымских толщ. Все сказанное и заставляет нас рассматривать доустькирбинскую часть уйской серии в качестве единой региональной свиты (кандыкской *s.lato*) и переводить выделенные в этом интервале более дробные литостратиграфические единицы в ранг местных толщ или подсвит (см. рис. 4).

В бассейне р. Аллах-Юнь самый западный разрез рассматриваемых отложений вскрыт на левом склоне долины реки в 3–5 км выше устья р. Сахары. Между игниканской и устькирбинской свитами здесь залегают:

Мощность, м

1. Частое чередование зеленоватых и серых тонкоплитчатых полевошпат-кварцевых алевролитов и (или) мелкозернистых песчаников с подчиненными аргиллитами. Отдельные пласты и пакеты светлых толстоплитчатых олигомиктовых мелко-среднезернистых песчаников, а вблизи основания и редкие тонкие прослои глинистых доломитов и доломитистых песчаников . . . . . 160–180
2. Песчаники светло-серые, мелко-среднезернистые, полевошпат-кварцевые, толстоплитчатые или массивные . . . . . 80–90
3. Чередование алевролитов и аргиллитов, подобное описанному в слое 1, но почти лишенное песчаников . . . . . 140–150
4. Песчаники, аналогичные слагающим слой 3 . . . . . 40–50
5. Чередование алевролитов, аргиллитов и песчаников, аналогичное описанному в слое 1. . . . . 300–350
6. Песчаники светло-серые и серые, мелко- и среднезернистые, полевошпат-кварцевые, толстоплитчатые, косослоистые, с отдельными пакетами более темных плитчатых слюдистых алевролитов и мелкозернистых песчаников . . . . . 200–220

В аналогах нижней толщи этого разреза в низовьях р. Сахары появляются прослои и линзы доломитов, содержащие микрофитолиты *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *G. glebosites* Reitl., *Nubecularites iniformis* Z. Zhur. [Колосов, 1979]. Выше по р. Сахаре, в районе устья р. Акры, подобные же линзы появляются в средней части свиты, где содержат строматолиты *Tinnia patomica* Dol., *T. cf. patomica* [Шаповалова, 1974; Волкодав, Старников, Ян Жин-шин, 1978].

В более восточных участках междуречья Аллах-Юня и Белой рассматриваемые отложения меняются. В истоках р. Джорону, судя по данным В.А. Ян Жин-шина, в нижней части свиты еще выделяются полные литологические аналоги нижних четырех пачек сахаринского разреза, хотя здесь и происходит некоторое перераспределение их мощностей (снизу вверх: 220–250, 20–25, 220–230 и 25 м) при примерном равенстве суммарной мощности. Пачки светлых массивных песчаников играют роль маркирующих горизонтов и надежно увязывают сравниваемые разрезы. Выше по разрезу в истоках р. Джорону следует новая пачка чередования тонкоплитчатых песчаников и алевролитов, расклиненная на две части 15-метровым пластом сливных светлых песчаников. Она подобна пятой пачке сахаринского разреза, но, судя по мощности (110–120 м), отвечает лишь ее нижней части. Более молодая толща верховьев р. Джорону и среднего течения р. Сахары – флишеподобное чередование граувакковых полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью 300–350 м – не имеет литологических аналогов в районе устья Сахары. Именно ее В.А. Ян Жин-шин, И.Г. Волкодав и их соавторы выделяют под названием малосахаринской свиты. Типовой ее разрез, расположенный по р. Сахаре в районе устья р. Акры, имеет трехчленное строение. Его нижние 70–80 м и верхние 30–40 м отличаются господством песчаников: здесь они представлены относительно грубыми разностями и слагают пласты в 1,5–6,5 м толщиной, которые разделяются лишь 5–40-сантиметровыми прослоями аргиллитов и алевролитов. В средней части (210–230 м) названные породы переслаиваются в примерно равных количествах. Вышележащие отложения среднего течения р. Сахары и верховьев р. Джорону представляет выдержанная по составу 400–450-метровая толща ритмич-

ного чередования зеленовато-серых и оливковых тонкоплитчатых полимиктовых либо полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и редких аргиллитов (джоронская свита В.А. Ян Жин-шина и др. [1977]), на которую налегает устькирбинская свита. Таким образом, общая мощность кандыкских отложений здесь 1300–1400 м. В малосахаринской и джоронской их частях наблюдается градационная слоистость в ритмах песчаник – алевролит – аргиллит или алевролит – аргиллит, а в нижней части среди множества пластовых тел диабазов отмечен вулканический покров [Волкодав, Старников, Ян Жин-шина, 1978].

Два последних разреза демонстрируют увеличение мощности свиты к востоку и появление полимиктовых, частично довольно грубых отложений малосахаринской и джоронской толщ. Еще восточнее, по р. Аллах-Юнь в районе урочища Чертово Улово, базальная, существенно аргиллит-алевролитовая часть рассматриваемых отложений возрастает в мощности до 700–750 м и лишается значительных горизонтов светлых песчаников, подобных слоям 2 и 4 сахаринского разреза, но в верхней своей половине содержит заметное количество прослоев и мелких пакетов таких пород. Литологические аналоги малосахаринской толщи здесь достигают мощности 400–450 м (нижняя и верхняя пачки преобладания граувакковых песчаников – соответственно 60–70 и 110–120 м, разделяющая их пачка переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов – 240–260 м). Более высокие горизонты свиты в районе Чертова Улова обнажены очень плохо.

У восточного предела развития рифея в бассейне р. Аллах-Юнь, на хребте Улахан-Бам, мощности сопоставимых частей свиты еще более возрастают. В ее основании в истоках ручьев Горного и Надежного располагается в целом однообразная толща тонкоплитчатых зеленовато-серых и серых полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и подчиненных аргиллитов, которые то часто чередуются между собой, то образуют самостоятельные пакеты и пачки различной мощности. Общая мощность этой толщи, содержащей значительное количество силлов диабазов, оценивается примерно в 1300–1500 м. Выше ее, по данным И.Г. Волкодава и его соавторов [1978], залегают малосахаринские граувакковые песчаники и подчиненные им алевролиты и аргиллиты, имеющие видимую мощность 650 м. Среди них В.И. Сухоруков отмечает покровы основных вулканитов. Более молодые части свиты здесь срезаны разломом. Но и присутствующих отложений достаточно, чтобы показать, что направленность изменений состава и мощностей кандыкской свиты в аллах-юньском пересечении такая же, как и в более южных участках внешней зоны Юдомо-Майского прогиба.

Обратимся к наиболее северным участкам развития кандыкских отложений. На западном крыле Горностахской антиклинали, по р. Чухоней и в верховьях р. Керби, строение их нижних горизонтов во многом повторяет наблюдаемое у устья р. Сахары, а в верхней части уже обособляется толща ритмичного переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, сравнимая с малосахаринской и джоронской толщами более восточных разрезов. Однако монолитных пачек песчаников, ясно обособляющих малосахаринские отложения в восточной части Сетте-Дабана, здесь нет. Зато у границы кандыкской и устькирбинской свит в бассейне р. Чухоней появляется 15-метровый клин массивных светлых кварцевых песчаников. Показательно, что мощность полимиктовой части разреза здесь значительно ниже, чем в среднем течении р. Сахары и в верховьях р. Джорону – 400–450 м против 700–800 м (данные В.А. Ян Жин-шина).

В междуречье Чухоней и Белой на западном крыле Горностахской антиклинали юдомские отложения срезают верхнюю часть кандыкской свиты. В результате по р. Белой у устья р. Тарынаах сохраняются только ее нижние 650–700 м. Это типичное для данного уровня чередование пакетов частого переслаивания зеленовато-серых тонкоплитчатых песчаников и алевролитов с пластами светлых толстоплитчатых песчаников. Последних почти нет в нижних 150–170 м свиты, затем в 80–100-метровой пачке они играют примерно равную роль с тонкоплитчатыми породами, а выше в целом подчинены им. Интересно, что в пакетах переслаивания здесь много следов оползания осадков.

На восточном крыле Горностахской антиклинали кандыкская свита сохранилась лишь местами. Один из лучших ее разрезов в этой зоне расположен на водоразделе ручьев Салар и Мой:

Мощность, м

1. Чередование тонкоплитчатых и листоватых темно-серых либо бурых алевролитов с подобными же аргиллитами, которые преобладают в верхней трети пачки . . . . . 110–130
2. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, толстоплитчатые или массивные, с редкими прослоями тонкоплитчатых пород . . . . . 50–55
3. Пачка, подобная описанной в слое 1, но с пластами в 2–3 м сливных светло-серых полевошпат-кварцевых песчаников . . . . . 60–65
4. Песчаники серые и розовато-серые, мелко-среднезернистые, полевошпат-кварцевые и полимиктовые, грубоплитчатые, с отдельными прослоями более темных тонкоплитчатых слюдистых алевролитов . . . . . 470–500

Общая мощность свиты, перекрытой устькирбинскими отложениями, 700–750 м, т.е. значительно меньше, чем на подобном же удалении от западного борта Юдомо-Майского прогиба в бассейнах рек Аллах-Юня, Юдомы и Май.

Итак, кандыкская свита в очерченном объеме – это сложный комплекс терригенных осадков, обладающий специфичным планом распределения фаций и мощностей. Мощности свиты нарушают общую для всех подстилающих серий закономерность однонаправленного увеличения от края Учуро-Майской плиты на восток и, быстро возрастая от восточной периферии Майской впадины к осевой зоне Юдомо-Майского прогиба (хребты Челат, Улахан-Бам), затем вновь сильно сокращаются по направлению к восточному борту названного прогиба. Одновременно с этим олигомиктовые песчаники, присутствующие в изменчивом количестве среди нижнекандыкских аргиллит-алевролитовых толщ в зоне сочленения плиты и прогиба, исчезают к востоку, а в верхней части свиты во всевозрастающем количестве появляются граувакковые и подчиненные им полевошпат-кварцевые песчаники. Мощность и, видимо, стратиграфический объем сложенной ими толщи возрастают к восточному борту Юдомо-Майского прогиба, и в крайних восточных выходах эта толща своими полевошпат-кварцевыми фациями частично спускается в нижние горизонты свиты. Граница нижней, преимущественно аргиллит-алевролитовой олигомиктовой и верхней, полимиктовой, главным образом песчаниковой (джабатымской) толщи, как мы говорили, в региональном плане скользит по разрезу, отражая особенности поведения восточного источника сноса, впервые активно проявившего себя в кандыкское время.

#### *Устькирбинская свита*

Эта свита, выделенная Р.М. Тонояном и Н.Л. Крутовым в 1954 г., объединяет аргиллит-алевролитовые толщи, завершающие разрез уйской серии. Сейчас свита сохранилась, по существу, только в Юдомо-Майском прогибе – за его пределы она выходит лишь на небольшом участке восточной кромки Майской впадины в верховьях рек Ингили и Улак. В самом прогибе свита распространена уже кандыкской: на севере структуры в междуречье Джорону и Белой и почти по всему бассейну р. Белой она уничтожена предъюдомским размывом (см. рис. 44).

На подстилающих отложениях данная свита залегает с постепенным переходом, и только в верховьях р. Таймы в ее основании отмечаются [Неволин и др., 1978] следы локального размыва. Нижняя граница свиты проводится в достаточной мере условно по смене верхнекандыкских алевролит-песчаниковых толщ алевролит-аргиллитовыми. Трудно не согласиться с В.В. Хоментовским и его соавторами [1972, с. 17] в том, что синхронность этой границы на всей площади развития свиты весьма сомнительна. Однако мера ее диахронности из-за отсутствия внутреннего расчленения устькирбинской свиты остается неопределенной. Поэтому данную границу, трассируемую по всему полю распространения соответствующих отложений, мы рассматриваем как границу двух региональных свит.

Разрез, давший название устькирбинской свите, расположен на левом берегу р. Юдомы у устья р. Кирбии (Горби) и в приустьевой части последней. Здесь в серии разоб-

ценных выходов наблюдается частое (то через 1—5, то через 20—40 мм) чередование тонкоплитчатых либо листоватых оливково-зеленых, серых и табачных тонкослоистых алевролитов с подобными же аргиллитами и отдельными пластами светлых кварцевых песчаников. У кровли свиты, несогласно перекрытой юдомской серией, песчаники исчезают, а аргиллиты выходят на первый план. Мощность толщи 300—350 м.

Хотя устькирбинский разрез формально является стратотипом, он из-за плохой обнаженности не показывает ни соотношений свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями, ни ее внутреннего строения. Гораздо лучший разрез вскрыт в 12 км восточнее устья р. Кирбии, на правом берегу р. Юдомы ниже устья руч. Тыаллаах. Здесь виден постепенный переход от кандыкских отложений к устькирбинским, а в последних намечаются три части. В нижней из них (280—300 м) в переслаивании тонкоплитчатых пород, подобном описанному в стратотипе, преобладают алевролиты и алевроитопесчаники и иногда встречаются пласты (20—50 см) светлых мелкозернистых кварцевых песчаников. В средней части (300—350 м) алевролиты и аргиллиты играют примерно равную роль, песчаники практически отсутствуют, а некоторые разности пород окрываются известковистыми; здесь же отдельные пакеты приобретают красный цвет. В верхней части (150—170 м) преобладание переходит к аргиллитам и появляются редкие тонкие прослои полимиктовых песчаников. Общая мощность свиты, без ясных следов размыва перекрытой юдомскими отложениями, составляет 750—800 м. Подобный же, но хуже обнаженный ее разрез мощностью 800—1000 м наблюдается на правом склоне долины р. Юдомы восточнее протоки Куракан-Алааса. Выше по Юдоме, у устья р. Кыра-Натыга, в средних горизонтах свиты несколько возрастает количество грязно-красных пород, образующих отдельные прослои среди зеленовато-серых и серых. Красная окраска обычно появляется и в кровле устькирбинских отложений, прямо под контактом с юдомскими песчаниками; возможно, что в данном случае она связана с предъюдомским выветриванием.

В наиболее восточных разрезах бассейна Юдомы, на хребте Улахан-Бам в верховьях р. Кеатан, общий тип строения устькирбинской свиты сохраняется, но в ней, по данным А.Г. Лосева, появляются прослои полевошпатовых граувакк, а мощность возрастает до 1300 м. Такую же мощность свита имеет несколько юго-западнее, на севере хребта Челат (р. Бэс-Юрех), где в ее составе господствуют полевошпат-кварцевые алевролиты и аргиллиты и лишь в нижней трети наблюдаются пласты в 5—10 м полимиктовых известковистых песчаников. Как и в юдомских разрезах, в средней части свиты есть прослои красных пород [Башарин, Самозванцев, 1964].

Перейдем к рассмотрению более южных районов. У восточной кромки Учуро-Майской плиты в верховьях р. Ингили сохранилось не более 150—170 м устькирбинских отложений, представленных слюдястыми, иногда слабоизвестковистыми аргиллитами и алевролитами. В смежной части Юдомо-Майского прогиба их мощность, уцелевшая от предъюдомского размыва, быстро растет. Один из лучших разрезов свиты в данной зоне описал С.М. Калимулин в верховьях р. Наюм, впадающей справа в р. Северный Уй. В основании свиты здесь залегает частое переслаивание тонкоплитчатых алевролитов и аргиллитов (250 м), затем — подобные же алевролиты с прослоями известковистых, а у кровли и красноцветных разностей (250 м) и венчающие свиту полимиктовые и полевошпат-кварцевые мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями алевролитов (50 м). Общая мощность свиты здесь 550 м. По минеральному составу и текстурно-структурным признакам устькирбинские породы описанных разрезов, по существу, не отличаются от одноименных пород кандыкской. Поэтому повторно мы их не описываем.

В более восточных участках бассейна р. Северный Уй, несмотря на довольно широкое развитие устькирбинской свиты, хороших ее разрезов нет. Судя по вскрытым фрагментам, состав отложений здесь остается прежним, а мощность возрастает. Резкое увеличение мощности свиты до 1000—1100 м без изменения ее строения происходит к северо-северо-востоку от наюмского разреза, в южной части хребта Челат, в истоках р. Турчи (данные В.Р. Алексеева). Восточнее, в верховьях р. Кирбии, по данным того же геоло-

га, в чередовании устькирбинских пород, имеющих видимую мощность не менее 1000 м, появляется градационная слоистость, а среди присутствующих песчаников повышается роль полимиктовых, частично известковистых разностей.

Мощность устькирбинских отложений, наблюдаемых в верховьях рек Кирбии и Турчи, является максимальной для рассматриваемого пересечения Юдомо-Майского прогиба. Восточнее глубина предъюдомского размыва быстро увеличивается, и по р. Ариавкан сохраняется только 250–300 м этих отложений. Среди обычных для них алевролитов и аргиллитов здесь появляется довольно много песчаников полевошпат-кварцевого и полимиктового состава, а часть пород приобретает сиреневую и бурую окраску. Восточнее Ариавкана в бассейне Май устькирбинских отложений нет.

В северной части Юдомо-Майского прогиба, в бассейнах рек Аллах-Юня и особенно Белой, площадь распространения устькирбинской свиты сильно сужается. В нижнем течении р. Аллах-Юнь, на левом склоне его долины в 7 км выше устья р. Сахары, в составе свиты, судя по высыпкам, доминируют типоморфные для нее тонкоплитчатые аргиллиты и алевролиты, которые заключают несколько небольших пластов светлых полевошпат-кварцевых песчаников, а в нижней части – тонкие прослойки полимиктовых. Мощность этих отложений в районе устья р. Сахары 600–650 м, а южнее, в верховьях р. Орто-Дьюкат [Волкодав, Старников, Ян Жин-шин, 1978], возрастает до 900 м. Восточнее устья р. Сахары, по р. Аллах-Юнь в районе урочища Чертова Улова, только видимая мощность свиты, с корой выветривания перекрытой юдомскими отложениями, составляет 400–420 м. Это темно-серые и табачные слюдястые листоватые аргиллиты с тонкими (2–8 см) прослоями тонкоплитчатых полимиктовых и полевошпат-кварцевых алевролитов. К северу от Чертова Улова, по р. Сахаре у устья Дьялында, И.Г. Волкодав, А.И. Старников и В.А. Ян Жин-шин в чередовании устькирбинских (далынских) аргиллитов и алевролитов описали мелкую ритмичность. В ритмах, имеющих мощность 5–15 см, наблюдаются градационная слоистость и примерно равные соотношения упомянутых пород. В нижней части свиты в отдельных ритмах появляются 2–4-сантиметровые прослои кварцево-полевошпатовых мелкозернистых песчаников, а в верхней части свиты обособляются чисто аргиллитовые пакеты мощностью до 5–7 м. Общая окраска пород зелено-серая и грязно-зеленая, но в подъюдомских слоях наблюдается вторичная красная. Здесь свита имеет мощность около 500–600 м, а восточнее и северо-западнее быстро срезается юдомской серией (см. рис. 44).

В бассейне р. Белой устькирбинские отложения сохранились лишь на восточном крыле Горностахской антиклинали на правобережье названной реки. Здесь, на водоразделе верховьев ручьев Салар и Мой, в свите обособляются две толщи. Нижняя из них (200–220 м) представлена ритмичным чередованием очень тонких (от 2–4 до 12–15 мм) слоев алевролитов, аргиллитов, а иногда и песчаников. Верхняя толща видимой мощностью 70–80 м представлена сходным чередованием, но алевролитов в нем больше, плитчатость пород толще, а окраска их меняется от оливковой и темно-серой, характерной для нижней толщи, до грязно-вишневой и сиреневой.

Латеральные изменения устькирбинской свиты сводятся к появлению среди господствующих алевролит-аргиллитовых толщ редких полимиктовых и полевошпат-кварцевых песчаников на востоке и полевошпат-кварцевых кое-где на западе. Наблюдаемое сейчас в бассейнах Май, Юдомы и Аллах-Юня быстрое увеличение мощности свиты с запада на восток, к хребтам Челат и Улахан-Бам, несомненно, в значительной мере связано с изменением глубины предъюдомского размыва. Однако анализ положения красноцветных пород средней части свиты относительно ее подошвы в бассейнах Май и Юдомы убеждает и в первичном возрастании мощностей в этом направлении. Аналогия с кандыкской свитой и проявление восточного источника сноса в устькирбинское время позволяют думать, что резкая редукция устькирбинских толщ в крайних восточных их выходах также отражает конседиментационную структуру.

Весь комплекс уйских отложений в настоящее время в широтном сечении имеет форму линзы с оборванным восточным краем. В западной части она почти целиком сложена однообразной толщей аргиллитов и алевролитов, в которую на разных уровнях

(главным образом внизу) вдаются исчезающие на восток небольшие горизонты олигомиктовых песчаников. В центральном и восточном сегментах Юдомо-Майского прогиба аргиллит-алевролитовая толща этой линзы разделяется на две неравные части гигантским клином полимиктовых (граувакковых) и более редких полевошпат-кварцевых джабатымских песчаников. На восток он быстро разрастается параллельно с общим ростом мощности всей серии, достигает максимальной величины в хребтах Челат и Улахан-Бам, а затем уменьшается в абсолютных величинах. Тем не менее относительная роль песчаников в сложении серии продолжает расти на восток, они частично приобретают красную окраску и заключают анклавы более тонких осадков. В осевой зоне прогиба в уйских отложениях появляются турбидиты, полимиктовый материал проникает и в верхнюю часть серии, а на хребте Улахан-Бам в ее составе появляются вулканы. Таким планом распределения фаций и мощностей не обладает ни одна предшествующая серия учуро-майского рифея.

#### ЮДОМСКАЯ СЕРИЯ

Юдомские отложения, выделенные Ю.К. Дзевановским [1943] в ранге свиты, ныне понимаются как серия, объединяющая аимскую и устьюдомскую свиты. Эта серия распространена гораздо шире других, протягиваясь по всем зонам Юдомо-Майского прогиба и Учуро-Майской плиты и далеко к западу от нее. В приосевой зоне прогиба серия залегает на устькирбинских толщах, а на остальной территории — на различных более древних образованиях, вплоть до архея Алданского щита (см. рис. 44). На щите, на отдельных поднятиях в юго-восточной части Юдомо-Майского прогиба и на значительной части его северного сегмента [Мезенцев и др., 1978] верхняя, устьюдомская свита серии трансгрессивно перекрывает аимскую и выходит на доюдомские толщи. На Ингилийской структуре и, возможно, на северо-восточной окраине Майской впадины эти свиты разделяются размывом.

Описанию юдомских отложений посвящена большая литература (см. главу II). Поэтому здесь мы дадим лишь сжатое описание серии в рамках ранее выделенных М.А. Семихатовым с соавторами [1970] шести типов ее разрезов (рис. 39), несколько подробнее осветив учурский и алданский типы, по которым нами получены новые данные.

#### *Аимская свита*

Аимская свита, выделенная В.Т. Работновым и Л.И. Нарожных [1961], одно время описывалась как нижняя (курдатырская) подсвита юдомской свиты. Стратотип ее расположен в низовьях р. Аим в районе устья р. Чалака и включает три пачки — базальную песчано-аргиллитовую (1–3 м), доломитово-аргиллитовую (32–35 м) и доломитовую (20–22 м).

В других среднемайских разрезах свиты выделяются те же три пачки, но их стратиграфический объем от места к месту меняется. Нижняя из них нередко в центральной части Майской впадины "растворяется" среди — аргиллитов, а верхняя — у западного и юго-западного краев распространения разрезов среднемайского типа замещает собой среднюю. Мощность свиты здесь колеблется от 27 до 120 м [Семихатов и др., 1979, рис. 26], в целом убывая к восточному борту Майской впадины и к Омнинскому поднятию. На северной периклинали последнего она минимальна (27–33 м, р. Аим в районе устья р. Эрэн). Вместе с тем изопахиты свиты явно обрисовывают южную центриклиналь Майской впадины в районе большой излучины Май и приподнятую зону Ингилийской структуры. В верхнемайских разрезах, где свита отличается повышенной песчаностью, ее мощность убывает от междуречья Май и Кирбий (65–85 м) к востоку, западу и особенно резко (до 13–18 м) к югу, к южному замыканию Юдомо-Майской зоны.

В юдомском типе разрезов представление об объеме нижнеюдомских отложений за последние годы сильно изменилось. Во-первых, их верхняя граница была значительно опущена [Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1975, 1976; Неволин и др., 1978]

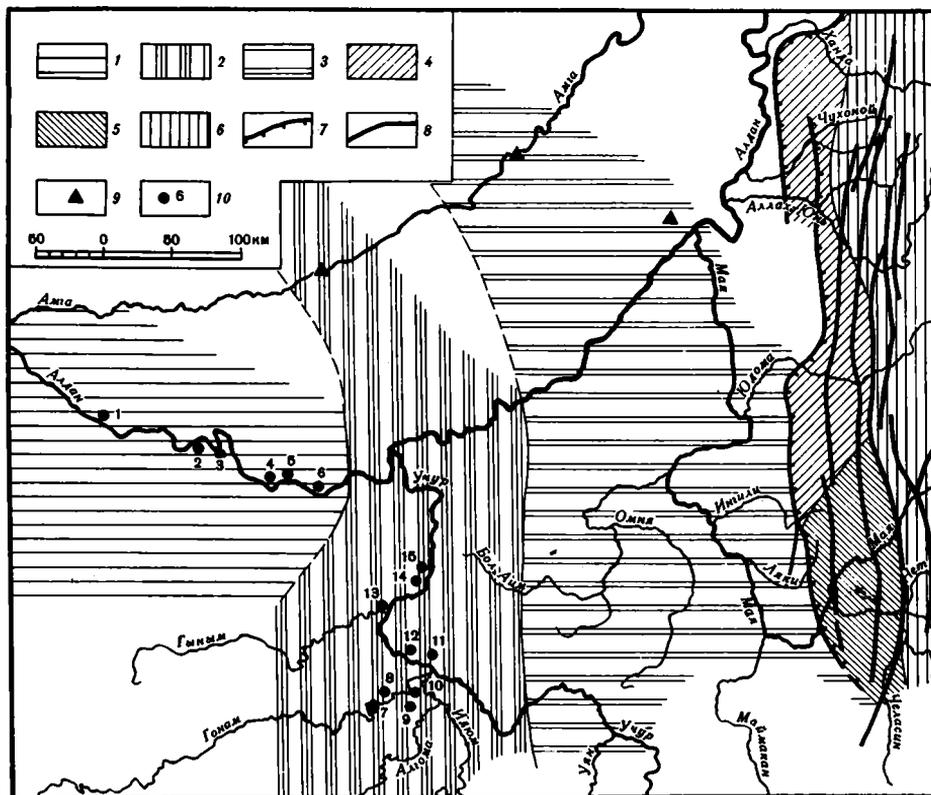


Рис. 39. Схема расположения типов разрезов юдомской серии (по М.А. Семихатову с соавторами [1970], с дополнениями)

1—6 — типы разрезов: 1 — алданский, 2 — учурский, 3 — среднемайский, 4 — юдомский, 5 — верхнемайский, 6 — суордахский; 7 — Нельканский шов; 8 — главные разломы Юдомо-Майской зоны; 9 — скважины, вскрывшие юдомскую серию; 10 — положение и номера разрезов, изображенных на рис. 40 и 41

по сравнению с первоначальным вариантом [Семихатов и др., 1967а, 1970], а во-вторых, было доказано, что в междуречье Юдомы и Белой и в верховьях р. Юдомы редукция этих отложений происходит не только снизу, за счет выпадения базальных пачек [Семихатов и др., 1970], но и сверху, за счет срезания верхнеюдомскими (сарданинскими) толщами [Мезенцев и др., 1978]. В одном из лучших разрезов, в урочище Нуучалах на р. Юдоме, представляющем гипостратотип серии, аимская свита в современном ее понимании в общем виде расчленяется на две пачки: 1) светлые кварцевые песчаники, в верхних 6—7 м постепенно вытесняемые алевролитами и аргиллитами (18 м); 2) доломиты светлые, тонкозернистые, плитчатые (30—33 м), согласно перекрытые доломитистыми песчаниками и песчанистыми доломитами, относящимися к базальной пачке сарданинской свиты. Ранее эту доломит-песчаниковую пачку мы сопоставляли со среднеаймскими отложениями Майской впадины [Семихатов и др., 1970, рис. 17]. Позднее было высказано мнение о том, что упомянутая пачка соответствует базальной пачке песчаников устьюдомской свиты [Хоментовский и др., 1972], и именно оно в настоящее время принято наиболее широко. Главной его поддержкой явилось установление предсарданинского размыва [Ян Жин-шин и др., 1977; Мезенцев и др., 1978].

Базальная терригенная пачка аимской свиты в юдомском типе разрезов достигает максимальной мощности в крайних западных выходах в бассейне Юдомы, а на значительной территории в бассейне р. Аллах-Юнь выклинивается. Состав вышележащей карбонатной пачки по площади меняется от чисто доломитового до известково-доломи-

тового и местами известнякового, а мощности колеблются в пределах нескольких десятков метров. Общие мощности свиты сильно зависят от глубины предсарданинского среза, который, по данным В.И. Сухорукова, в общем растет к северо-западу и юго-востоку.

В наиболее восточном, суордахском типе разрезов аймские (юкандинские) отложения отличаются большими мощностями (до 400 м), резкими перепадами мощностей базальной терригенной пачки и чередованием в вышележащей части свиты различных карбонатных и редких терригенных пород. Выделение этих и перекрывающих устьюдомских отложений крайних северо-восточных разрезов в самостоятельную чагдинскую свиту, якобы занимающую доуюдомский уровень [Гогин и др., 1978; Кропачев, Иогансон, 1978; Иогансон, Кропачев, 1979], нельзя признать оправданным, так как их разрезы попачечно увязываются с более западными и южными, безусловно юдомскими [Семихатов и др., 1970; Мезенцев и др., 1978].

В учурском типе разрезов, развитом по западной окраине Учуро-Майской плиты, аймская свита отличается простотой и выдержанностью сложения. В ее основании залегают светлые разнородные песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые состава, содержащие прослои и линзы гравелитов с галечками кварца, редких доломитов, полевых шпатов и кристаллических пород. Мощность песчаников обычно составляет 9–12 м и только по Учурю выше устья р. Чайдаах сокращается до 3,5–4 м. В вышележащей части свиты преобладают коричневато-серые и серые тонко-микрозернистые доломиты, обладающие тонкой ровной или слабеволнистой слоистостью и тонкой плитчатостью. Среди них присутствуют более толсто плитчатые микрофитолитовые и очень редкие строматолитовые доломиты, а также песчаные доломиты, доломитистые или бескарбонатные светлые кварцевые песчаники, роль которых несколько возрастает в крайних южных разрезах, а по Учурю — и в наиболее западном разрезе, расположенном в 8 км от его устья. Песчаники и песчаные доломиты приурочены к средней, а иногда и к верхней части пачки, где образуют небольшие пакеты в 0,5–2,8 м. Один из таких пакетов (1,5–2,8 м) стабильно прослеживается в средней части свиты в серии разрезов, расположенных по Учурю между устьями р. Артын и руч. Суклан и в низовьях р. Гонам (высоты 1095 и 1231 м). Мощность доломитовой пачки меняется от 35–45 м в северных разрезах данного типа (верховья р. Большой Аим, Учур между устьями р. Артын и руч. Суклан, район устья р. Чайдаах) до 15–18 м в южных (низовья р. Мулам, р. Идум в 14 км ниже устья руч. Малый Сивагликан, вершины 1168 и 1228 м на склонах долины р. Гонам). Общая мощность свиты в этом же направлении убывает от 45–58 до 23–25 м, в результате чего (при сохранении мощности базальных песчаников) относительная роль доломитов в ее слоении падает. По Алдану выше устья Учуря аймских отложений нет.

#### *Устьюдомская свита*

Устьюдомская свита выделена В.Н. Махаевым [1939]; ее синонимами являются верхняя (улаханская) подсвита юдомской свиты, юдомская свита В.Т. Работнова и Л.И. Нарожных [1961] и, видимо, сарданинская свита В.А. Ян Жин-шина с соавторами [1977].

Стратотипом свиты служит серия обнажений в районе устья р. Юдомы, в области развития разрезов среднемайского типа. Здесь на темных тонкозернистых доломитах, венчающих аймскую свиту, залегают так называемая онколитовая толща. В ее основании и в кровле располагаются две пачки мелкозернистых, обычно доломитистых, нередко глауконитовых песчаников (соответственно 15–17 и 9–10 м), а среднюю большую часть (36–38 м) слагают очень светлые онколитовые и катаграфиевые доломиты, содержащие подчиненные прослои и линзы песчаных, а иногда и строматолитовых разностей. Именно из этой толщи стратотипа устьюдомской свиты происходят находки *Cyclomedusa* sp. и *Suvogovella*; последние Б.С. Соколов [1972] также относит к медузоидам. Венчает стратотип однородная толща (около 120–140 м) светло-серых мелкозернистых сахаровидных доломитов, массивных или толстослоистых. В их кровле

по р. Юдоме у устья руч. Алысардаах залегает 25-сантиметровый прослой, переполненный раковинами ангустеокреид, а выше следуют известняки пестроцветной свиты, содержащие по р. Мае у устья р. Иникээн и по р. Юдоме выше руч. Алысардаах вблизи своего основания более разнообразные остатки фауны [Розанов и др., 1969; Семихатов и др., 1970; Савицкий, 1975; Вальков, 1978], позволяющие видеть здесь аналоги нижне-томмотских отложений. Общая мощность свиты в стратотипе около 200 м. Нижний ее контакт в районе устья Юдомы не вскрыт, но несколько западнее, в низовьях р. Аим и в прилегающей части долины р. Маи, видно, что аимские и устьюдомские отложения связаны постепенными переходами [Неволин и др., 1978; Шишкин, Степанова, 1978].

Строение устьюдомской свиты во всех среднемайских разрезах в принципе остается постоянным. Меняется лишь насыщенность онколитовой толщи терригенным материалом, ее мощность и относительная роль в сложении свиты. Максимальную мощность (до 60–65 м) эта толща имеет в районе субширотного отрезка Маи и в низовьях р. Аим, откуда убывает до нуля у внешнего контура распространения рассматриваемого типа разрезов. Изменения мощностей онколитовой толщи и вышележащих сахаровидных доломитов обычно имеют противоположную направленность и в какой-то мере взаимно компенсируются. Следовательно, верхняя граница упомянутой толщи диахронна. Эта диахронность, а также прерывистость верхнего горизонта ее песчаников не позволяют обсуждать предложение Б.Б. Шишкина и М.В. Степановой [1978] о совмещении с подошвой данного горизонта границы аимской и устьюдомской свит.

Мощности устьюдомской свиты в среднемайском типе разрезов изменяются в общем так же, как мощности аимской: пониженными значениями они оконтуривают Омнинское поднятие, его северную периклиналь и южное воздымание Майской впадины [Семихатов и др., 1970, рис. 28].

В Юдомо-Майском прогибе онколитовая толща отсутствует, что порождает известные сложности в корреляции. В верхнемайском типе разрезов в основании свиты, однако, еще сохраняется 40–70-метровая пачка, обогащенная песчаным материалом и микрофитолитовыми доломитами, которая может сравниваться с онколитовой толщей, тем более что выше и там и здесь идут неразличимые толщи светлых сахаровидных доломитов. Верхние 40–50 м свиты в верхнемайских разрезах сложены светло-серыми тонкозернистыми известняками. Максимальные мощности свиты здесь достигают 450–460 м и несколько сокращаются как в области современного южного окончания Юдомо-Майской зоны, как и в центральном ее секторе, в бассейне р. Кирбии.

Севернее, в области развития юдомского типа разрезов, в средней части юдомской серии появляется изменчивый комплекс аргиллитов-кремнисто-карбонатных осадков, который ранее мы относили к верхним горизонтам нижнеюдомских (курдатырских, аимских) отложений. Сейчас работами геологов Аллах-Юньской экспедиции выяснено, что в его основании в пределах Сетте-Дабана развивается географическое несогласие и именно он начинает собой сарданинскую свиту [Ян Жиншин и др., 1977; Мезенцев и др., 1978], сопоставляемую с устьюдомской.

В нуучалахском гипостратотипе серии в составе рассматриваемой свиты выделяются: 1) светлые кварцевые песчаники и песчаные доломиты, в верхней части глауконитовые (7,5–8 м), связанные постепенным переходом с подстилающими отложениями; 2) доломиты зеленовато- и желтовато-серые, кремнистые, толсто-плитчатые, иногда строматолитовые, с прослоями зелено-серых и вишневых кремнистых и доломитистых аргиллитов, преобладающих в средней части (30–34 м); 3) черные тонкослоистые тонкоплитчатые сильнобитуминозные известняки (3 м); 4) доломиты у основания среднезернистые, сахаровидные, выше мелкозернистые, слабопесчаные, с большим количеством катаграфий плохой сохранности (35–40 м); 5) доломиты частично слабоизвестковистые, средне- и мелкозернистые, массивные (150–170 м); 6) известняки и доломитистые известняки светло-серые, тонкозернистые (16–18 м). Выше следуют типичные породы пестроцветной свиты – мергелистые кирпично-красные и палевые узловатые известняки.

Базальная пачка устьюдомской свиты в северной части Юдомо-Майского прогиба

является наиболее изменчивым ее членом. Местами она раздувается до нескольких десятков метров (р. Белая у устья р. Мутулы, бассейн р. Сахары), а местами вырождается в несколько прослоев песчаных доломитов (Кыллахская гряда). Недостаточное внимание к этому факту породило мнение о том, что на Кыллахе базальные песчаники юдомской серии принадлежат не к аймской свите, как считали М.А. Семихатов с соавторами [1970], а к устьюдомской [Шенфиль и др., 1975; Хоментовский, 1976, 1978]. В правоте первой трактовки убеждает прослеживание вышележащей пачки пестроцветных кремнистых доломитов, являющейся типоморфным членом юдомского типа разрезов. Мощность этой пачки на площади меняется от 12–15 до 60–65 м. В ее кровле местами (Кыллахская гряда, р. Улахан-Батыга) обособляется горизонт светлых фарфоровидных доломитов, а соотношения аргиллитов и доломитов варьируют, но в целом она хорошо выдержана по простиранию. Развивавшиеся нами представления о ее существенном скольжении относительно подошвы юдомской серии в значительной мере опровергаются новыми данными о трансгрессивном залегании устьюдомской свиты на доюдомских отложениях. Роль второго маркирующего горизонта в свите играет пачка черных битуминозных известняков (от 3 до 35 м), исчезающая лишь в отдельных краевых восточных разрезах данного типа.

В верхней части устьюдомской свиты, сложенной светлыми доломитами и известняками, в восточном направлении по р. Юдоме возрастает роль известняков за счет замещения ими все более низких горизонтов доломитов. В результате мощности тех и других меняются в противоположных направлениях при колебаниях их суммарной мощности в пределах 180–260 м. На глубине 60–65 м от кровли свиты по р. Юдоме у устья р. Улахан-батыги найдены *Anabarites trisulcatus* Miss. и *Hyolithellus* sp. [Семихатов и др., 1970; Хоментовский и др., 1972].

Известную сложность для интерпретации представляют разрезы верхней части устьюдомских отложений северных разрезов Юдомо-Майского прогиба (междуречье Аллах-Юня и Белой). Здесь между хорошо трассируемой маркирующей пачкой темных битуминозных известняков и пестроцветной свитой лежит лишь небольшая (20–75 м) карбонатная толща, которая либо имеет двучленное строение (доломиты внизу и известняки вверху), либо целиком сложена известняками.

По составу и стратиграфическому положению она логически коррелируется с двумя верхними пачками устьюдомской свиты бассейна р. Юдомы. Резкие диспропорции мощностей этой толщи на юге и на севере не могут быть следствием ошибок в сопоставлениях, как иногда считают, ибо ниже ее по всему междуречью Юдомы и Белой трассируется ряд пачек [Семихатов и др., 1970; Мезенцев и др., 1978], которые нельзя пересечь стратиграфической границей. Видимо, определенную роль в редукции мощностей сыграл размыв в основании пестроцветной свиты [Мезенцев и др., 1978; Гогин и др., 1978], но только им объяснить всю эту редуцию невозможно. Дело в том, что у кровли верхней толщи устьюдомской свиты, как в относительно мощных, так и в маломощных ее разрезах, в ряде пунктов найдены остатки скелетной фауны (см. ниже). Они доказывают, что в тех и других разрезах — вне прямой зависимости от изменения мощностей рассматриваемой толщи — в ней могут сохраняться аналоги самых высоких, уже кембрийских горизонтов юдомской серии. Наиболее показательны в этом отношении данные А.В. Мезенцева с соавторами [1978] о наличии в ее верхних 27 м на левобережье р. Аллах-Юнь против устья р. Малая Сахара следующего набора форм: *Anabarites tripartitus* Miss., *A. trisulcatus* Miss., *A. grandis* Val., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Angustiochera* cf. *lata* Val. et Syss., *Protohertzina* cf. *anabarica* Miss., *Longiochrea rugosa* Val. et Syss. Против значительного повсеместного постъюдомского размыва говорит и то, что вдоль северо-западного борта Юдомо-Майского прогиба, в том числе и там, где мощность верхней толщи устьюдомской свиты составляет 25–30 м (Кыллахская гряда, р. Керби), прослеживается маркирующий пласт (20–150 см), переполненный раковинами ангустеокреид; по Юдоме у устья руч. Алысардах в нем содержатся *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Anabarites tri-*

*sulcatus* Miss., *Angustiochrea lata* Val. et Syss., *Longiochrea rugosa* Val. et Sys. [Вальков, 1978].

На западе региона, в области развития учурского типа разрезов, строение устьюдомской свиты по новым данным рисуется несколько иначе, чем прежде. В восточных разрезах этого типа (Учур у устья р. Артын, р. Большой Аим у устья р. Дьэриэме) в основании свиты на темных, у кровли слабопесчанистых доломитах аймской свиты залегает пласт светлых среднезернистых кварцевых песчаников и песчанистых доломитов (5–7 м), в котором легко узнать аналог базальных песчаников онколитовой толщи. Выше, слагая основную часть свиты, в упомянутых районах располагается однородная толща (до 130–150 м) светло-серых мелкозернистых доломитов, то массивных, обычно косослоистых, то плитчатых. У устья р. Дьэриэме в ее основании еще наблюдается около 2 м онколитовых доломитов, а непосредственно восточнее, у устья р. Ярмарка Хапчана, они уже слагают заметную пачку, определяя среднемайский тип данного разреза.

Песчаники и песчанистые доломиты в основании устьюдомских отложений учурского типа не выдержаны по простиранию и, кроме только что упомянутых районов, устойчиво развиты лишь на юге Учурской впадины, по р. Идюм у устья руч. Малый Сивагликан и в 14 км ниже его (мощность 4,5–5,8 м), а также на западном ее крыле по Учуре в районе переката Чертов и устья р. Мохсоголох (мощность 2,5–3 м). Между названными районами в основании свиты обычно лежат светлые сахаровидные доломиты, в нижних 0,3–0,6 м содержащие легкую песчаную примесь, которая сгущается в среднем течении р. Джес и особенно в низовьях р. Гонам, где охватывает пакет мощностью до 2,3 м.

От вышележащих горизонтов свиты на крайнем юге Учурской впадины сохраняется лишь 25–50 м светлых сахаровидных доломитов. В центральных и западных районах впадины наблюдаются достаточно полные разрезы устьюдомских отложений. Здесь среди все тех же сахаровидных массивных доломитов в возрастающем количестве появляются пакеты желтоватых, палевых и зеленоватых тонкозернистых, в той или иной мере глинистых, иногда известковистых доломитов, разбивающихся на тонкие неровные плитки. Породы обладают тонкой горизонтальной или косой слоистостью и изредка содержат рассеянные зерна глауконита. Представление о характере чередования пород дает рис. 40. Мощность свиты здесь 170–190 м.

Изучение серии сближенных разрезов показывает, что пакеты и пачки различных по составу доломитов выдерживаются на некотором расстоянии и могут служить местной корреляции. Той же цели служит пласт строматолитовых доломитов, который прослеживается в 40–46 м от кровли свиты в низовьях рек Гонам и Учур, и залегающий здесь же у кровли свиты прослой окремненных онколитовых доломитов (см. рис. 40).

Эти детали корреляции важны потому, что в одном из пакетов плитчатых известковистых доломитов устьюдомской свиты была найдена обильная по количеству экземпляров и относительно разнообразная ассоциация скелетной фауны (находки М.А. Семихатова и С.Н. Серебрякова 1974–1975 гг. и Л.Г. Вороновой 1976 г.). Фауна содержится в нижних 35–40 см значительного пакета (8,5–9 м) палевых и зеленовато-серых плитчатых известковистых доломитов, в 20–22 м ниже кровли устьюдомской свиты на правом склоне долины Учур, на западном склоне высоты 1291 м. Находки происходят из трех пунктов, крайние из которых отстоят один от другого на 2,6–2,7 км. Отсюда В.В. Миссаржевский определил хиолиты рода *Ladatheca*, в том числе *L. cf. annae* (Syss.), ядра гастропод *Latouchella*, *Igorella*, *Helcionella*, ядра *Aldanolina cf. magna* Palm. и еще не описанные конические раковины. Видимо, из того же пакета происходят *Anabarites trisulcatus* Miss., найденные А.К. Вальковым [1978] в зеленовато-серых доломитах в 25 км ниже кровли юдомской серии в низовьях р. Гыным.

К сожалению, на склонах высоты 1291 м и в соседних разрезах контакт устьюдомской и пестроцветной свит не обнажен, а нижние 1,5–2 м последней сложены доломитистыми известняками и доломитами, из которых удалось выделить только неопреде-

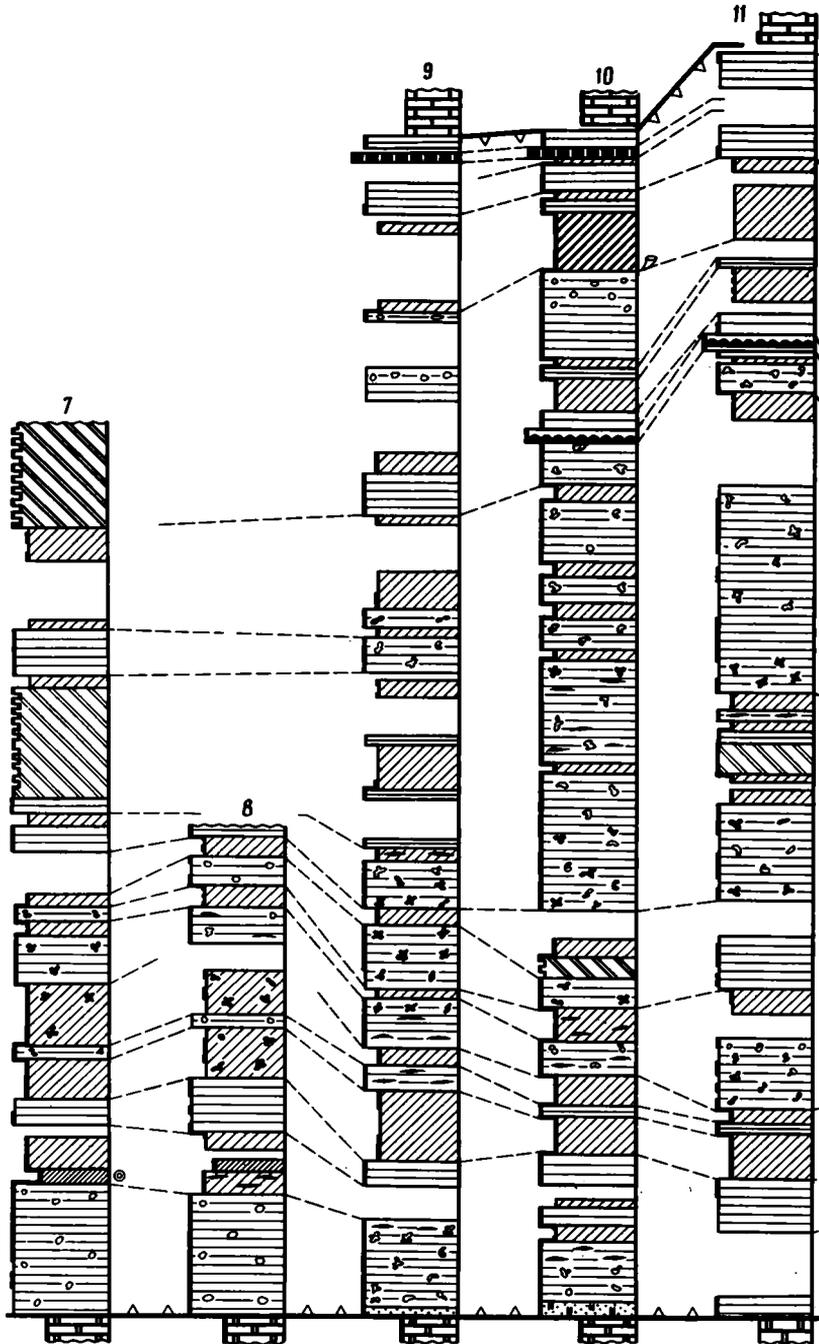
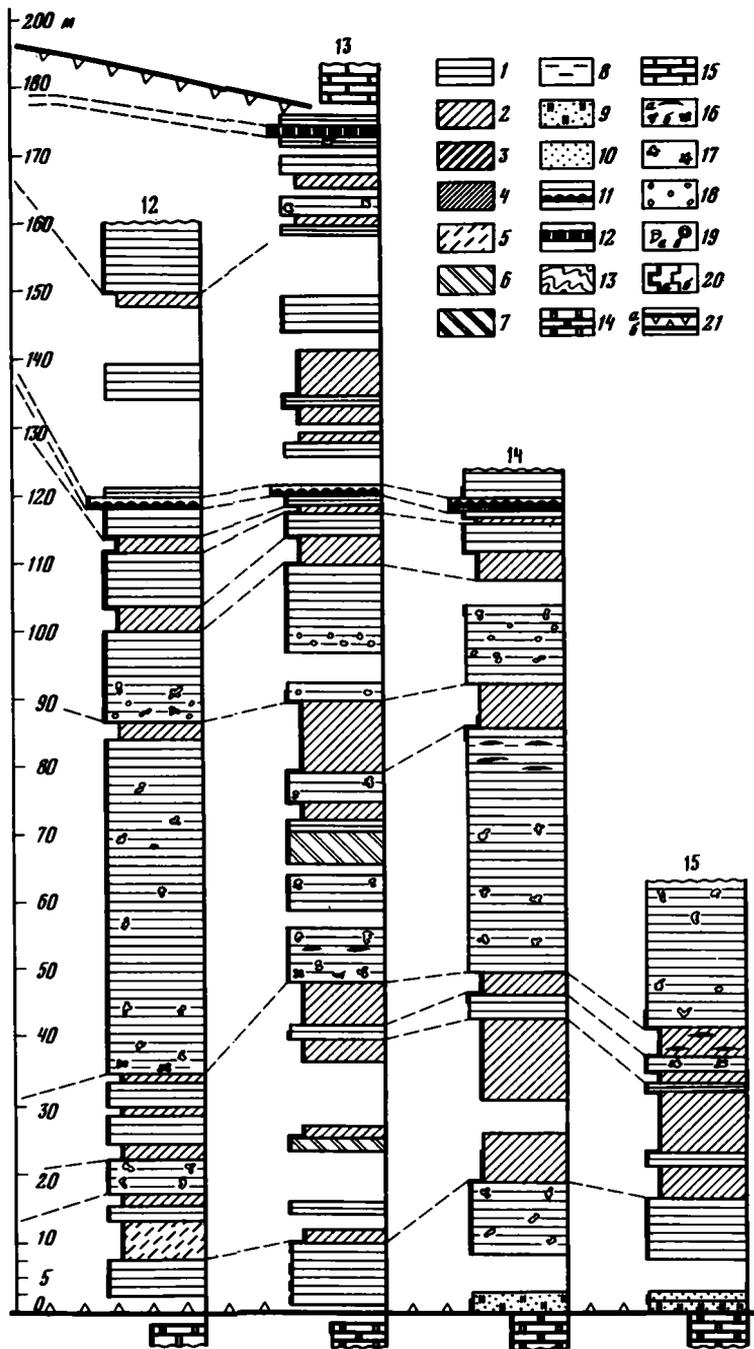


Рис. 40. Строение устьюдомской свиты в бассейне нижнего течения р. Учур

Расположение изображенных разрезов см. на рис. 39

Условные обозначения к рис. 40, 41

1 – светло-серые мелкозернистые массивные сахаровидные доломиты; 2–5 – палевые, зеленовато- и желто-серые тонкозернистые плитчатые доломиты; 2 – неравномерноплитчатые, иногда с глауконитом, 3 – известковистые, неравномерноплитчатые, 4 – тонкоплитчатые, глинистые, 5 – оскольчатые, сильноглинистые; 6 – чередование массивных сахаровидных мелкозернистых доломитов с плитчатыми тонкозернистыми; 7 – чередование массивных сахаровидных мелкозернистых доломитов с тонкоплитчатыми тонкозернистыми глинистыми; 8 – светло-серые тонко- и тонко-мелкозернистые толстоплитчатые доломиты; 9 – песчаные доломиты; 10 – песчаники бескарбонатные и доломитистые; 11, 12 – маркирующие пласты строматолитовых (11) и кремнистых



крупноонколитовых (12) доломитов; 13–15 – подстилающие и перекрывающие образования: 13 – кристаллический фундамент, 14 – аймская, 15 – пестроцветная свиты; 16 – линзы (а), стяжения и жёлоды (б) кремний; 17 – кавернозные породы; 18 – микрофилитовые доломиты; 19 – находки фауны (а) и чуаримифид (б) в устьюдомской свите; 20 – интервалы разрезов, описанные по коренным обнажениям (а), развалам и высыпкам (б); 21 – верхняя (а) и нижняя (б) границы устьюдомской свиты

Разрезы: 7, 8 – р. Гонам: 7 – высота 1228 м, 8 – высота 1168 м; 9 – среднее течение р. Джес, высота 1236 м; 10 – р. Гонам, высота 1291 м; 11–15 – р. Учур: 11 – у устья р. Бердякит, 12 – в 10 км ниже устья р. Бердякит, 13 – у устья р. Гыным, 14 – выше переката Чертов, 15 – выше устья р. Чайдаах

лимые ядра хилитов. Лишь в 2,3–2,5 м от подошвы пестроцветной свиты в вишневых известняках В.В. Миссаржевский определил бедный набор фауны средней зоны томмотского яруса. Базальные 2,3–2,5 м пестроцветных отложений здесь, несомненно, относятся к его нижней зоне. Об этом свидетельствуют как стратиграфическое положение среднетоммотской фауны на высоте 1291 м, так и в особенности данные о находках типичных суннагинских ассоциаций таксонов в основании пестроцветной свиты в трех смежных участках: на правом склоне долины Учуга в 12 км выше устья р. Бердяжит [Семихатов и др., 1970], на правобережье р. Гонам в бассейне его притока р. Князь-Юрях и в приустевой части р. Гыным [Вальков и др., 1975; Вальков, 1978]. Эти три пункта расположены по вершинам треугольника, в центре которого находится высота 1291 м. Следовательно, нижняя часть пестроцветной свиты в бассейне р. Гонам, как это и принималось ранее, отвечает суннагинскому горизонту Алдана. Раз это так, то фауна из устьюдомских отложений на высоте 1291 м является досуннагинской. К этому же выводу приводит чисто геологическая корреляция учурских и алданских разрезов устьюдомской свиты.

В алданском типе разрезов устьюдомская свита залегает прямо на фундаменте. Ее строение и мощность (160–180 м) в целом остаются здесь такими же, как в низовьях Учуга (рис. 41). Лишь несколько увеличивается количество глинистых тонкозернистых доломитов, окрашенных в желтовато- и зеленовато-серые тона, а место светлых сахаровидных доломитов в переслаивании все более занимают подобные же, но менее перекристаллизованные породы. В основании свиты на неровной поверхности кристаллических пород залегают либо небольшой (1,2–2,7 м) прослой полевошпат-кварцевых песчаников и гравелитов, вверх переходящий в песчанистые массивные доломиты (7–8 м, правый берег Алдана у пос. Угино), либо доломиты и дедоломиты с рассеянным гравием подстилающих пород (30–40 см) и налегающие на них песчанистые массивные доломиты (3–5 м), выше переходящие в онколитовые (левый берег Алдана в 9 км ниже пос. Томмот и его правый берег в 5 км ниже руч. Емелели).

В верхней части свиты в восточных ее разрезах на Алдане появляются монолитные горизонты микрофолитовых доломитов. Несколько ниже их, начиная от района о-ва Тумулдур на восток, в 40–50 м от кровли свиты протягивается пласт строматолитовых доломитов (1,6–2,9 м), а начиная со скал Дворцы почти у самой кровли — пласт онколитовых окремненных доломитов (0,4–1,2 м). В литературе уже отмечалось корреляционное значение строматолитового пласта в алданской группе разрезов [Розанов и др., 1969] и сходство верхнеюдомских толщ на Алдане и Гыныме [Минаева, 1977]. Наши данные показывают, что как строматолитовый пласт, так и пласт окремненных онколитов Алдана находят своих аналогов по всему бассейну низовьев Учуга (см. рис. 40, 41). Дополнительную убедительность таким сопоставлениям придает то, что верхним маркирующим уровнем в обеих сравниваемых группах разрезов служит основание пестроцветной свиты, там и здесь заключающей суннагинскую и более молодые ассоциации фауны. Проведенные корреляции помещают уровень гонамских находок фауны в устьюдомской свите на 20–25 м ниже подошвы томмотского яруса в его стратотипе (скалы Дворцы на Алдане).

Верхняя граница устьюдомской свиты на Алдане, в бассейнах Учуга и Айма совпадает с поверхностью размыва. На левом берегу Алдана у устья р. Улахан-Сулугур видно, что на протяжении 330 м по простиранию его амплитуда меняется на 1,55 м, а в скалах Дворцы, судя по корреляции, появляется до 5 м юдомских пород, отсутствующих у устьев рек Бектэлээх и Улахан-Сулугур (см. рис. 41). В последнем из этих разрезов в 1,2 м ниже кровли устьюдомской свиты среди неравномернозернистых доломитов наблюдается прерывистый горизонт (0–20 см), содержащий неправильные по форме мелкие обособления глауконитового известняка с остатками фауны.

Генезис этих обособлений, в ряде предшествующих работ описанных как слой 8 [Розанов и др., 1969; Розанов, 1976; Ивановская, 1980], трактуется двояко. Одни геологи, вслед за Дж. Айткиным, полагают, что они возникли в результате заполнения незатвердевшими осадками пестроцветной свиты мелких карстовых полостей и трещин

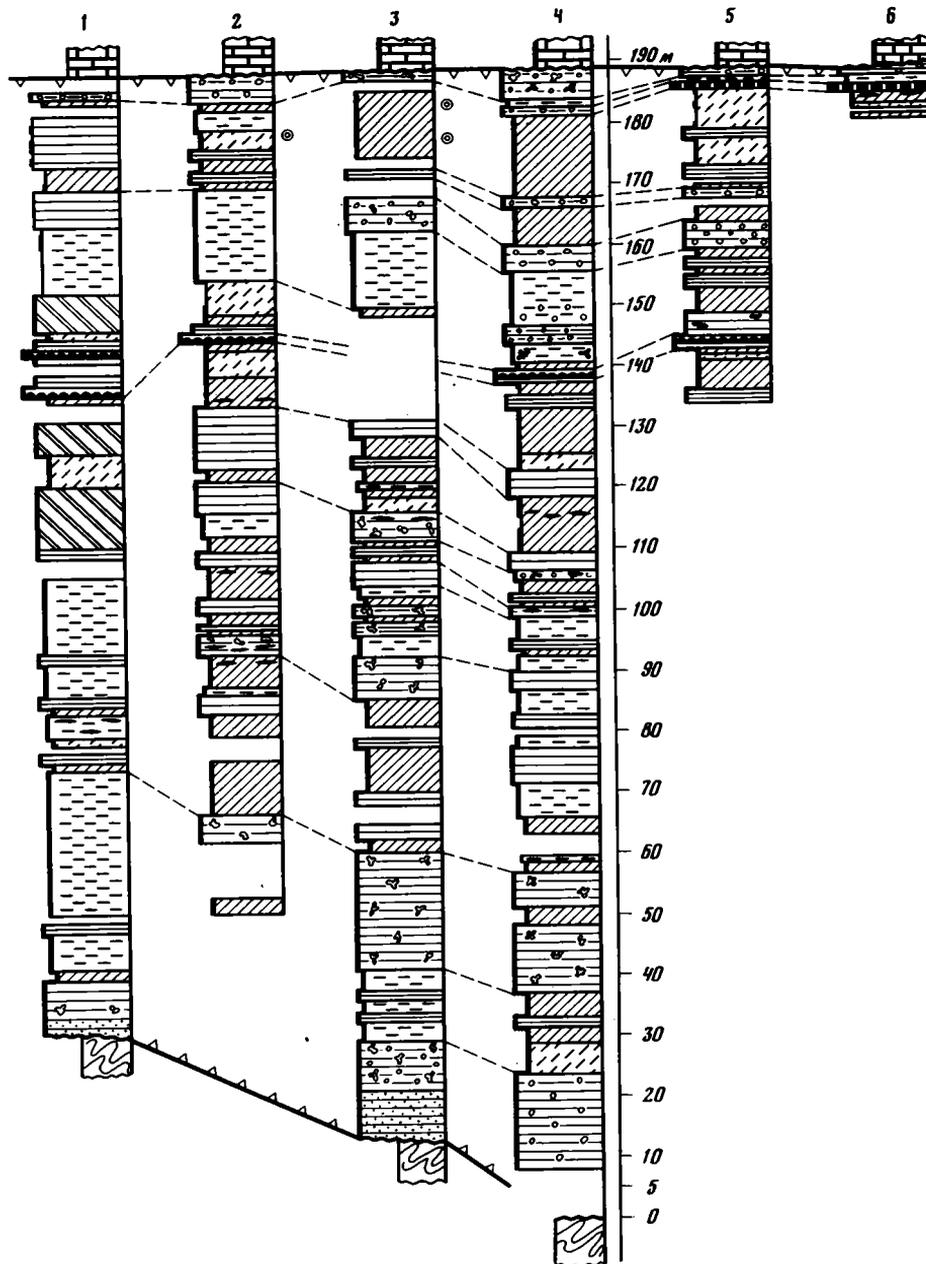


Рис. 41. Строение устьевой свиты в верхнем течении р. Алдан

Условные обозначения см. на рис. 40, расположение разрезов — на рис. 39

Разрезы: 1—6 — р. Алдан: 1 — в 9 км ниже пос. Томмот, 2 — в 2 км выше о-ва Тумулдур, 3 — в 5 км ниже р. Емеллели, 4 — скалы Дворцы, 5 — у устья р. Бектелээх, 6 — в 1,5 км выше устья р. Улахан-Сулугур

в юдомских доломитах, а другие считают те же обособления сингенетичными вмещающими доломитам. Работы Т.А. Ивановской [1980] укрепили позиции второй группы геологов.

В упомянутых обособлениях содержится довольно богатый набор фауны: *Aldano-cyathus vulgaris* (Zhur.), *Sunnagina imbricata* Miss., *Turcutheca crasseocochlia* (Sys.),

*Laratheca nana* Miss., *Tiksitheca lisis* Miss., *Egdetheca aldanica* Miss., *Hyolithellus tenuis* Miss., *Torellella curvae* Miss., *Chancelloria* sp. Он позволяет верхние 1,2 м юдомских доломитов сулугурского разреза включить в состав первой зоны томмотского яруса [Розанов и др., 1969; Розанов, 1976].

Более сложна для возрастной интерпретации фауна из нижележащих частей устьюдомской свиты. Анализ батрологического положения находок этой фауны относительно подошвы устьюдомской и пестроцветной свит и относительно уровня появления суннагинских ископаемых приводит к следующим выводам: 1) фауна, найденная на высоте 1291 м, существовала примерно одновременно с довольно разнообразными наборами ангустеокреид и редкими канодонтоморфными, известными в верхнеустьюдомских известняках на востоке региона (*Anabarites trisulcatus* Miss., *A. tripartitus* Miss., *A. grandis* Val., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Angustiochrea lata* Val. et Sys., *Longiochrea rugosa* Val. et Sys., *Protohertzina* cf. *anabarica* Miss. [Вальков, 1978; Мезенцев и др., 1978]); 2) эта фауна является досуннагинской; 3) ей предшествуют находки *Anabarites trisulcatus* Miss. и *Hyolithellus* sp. из верхнеустьюдомских известняков района устья р. Улахан-Блатыги. Установленная таким образом последовательность фауны близка к наблюдаемой в манькайской свите западного склона Анабарского массива [Савицкий, 1975; Савицкий и др., 1980]. Это позволяет там и здесь выделить две сравнимые ассоциации таксонов, предшествующие появлению гораздо более богатых и разнообразных комплексов зоны *A. sunnaginus* – *T. lisis* на Алдане и зоны *L. korobkovi* – *A. plana* на Анабаре. Сейчас обычно принимают, что на Анабаре нижняя граница кембрия проходит внутри манькайской свиты. Если встать на эту точку зрения, то в бассейне Алдана нижнюю границу кембрия придется оторвать от подошвы типовых разрезов томмотского яруса и опустить довольно глубоко в устьюдомские отложения, ниже находок фауны на высоте 1291 м и одновозрастных наборов Юдомо-Майского прогиба.

Помимо перечисленной фауны, в устьюдомских отложениях известны и другие органические остатки. Среди них надо упомянуть следующие: 1) *Chancelloria* sp. и *Circothecidae* gen. indet. из "самых верхов" 6-метровой пачки доломитов, венчающей свиту в разрезе по Алдану в 7 км западнее пос. Угино [Розанов и др., 1969, с. 25]; 2) чуариморфные довольно крупные (до 1,2–1,4 см) образования, найденные нами в нижних (р. Алдану устья р. Угоян) и верхних (р. Алдан у о-ва Тумулдур и у устья р. Емелели, скалы Дворцы) ее горизонтах; 3) богатый набор микрофитолитов IV комплекса и строматолиты, наиболее разнообразные в алданском типе разрезов [Розанов и др., 1969; Семихатов и др., 1967, 1970; Крылов, 1968, 1975; Журавлева, 1977]. Их списки, ранее многократно опубликованные, приведены в главе V. При их анализе надо иметь в виду, что положение границы нижне- и верхнеустьюдомских (аимских и устьюдомских) отложений в северной части Юдомо-Майского разреза ныне пересмотрено. Поэтому в возрастную приуроченность некоторых таксонов строматолитов по сравнению с ранее опубликованными нами схемами внесены соответствующие изменения (см. рис. 45).

#### ИЗОТОПНЫЕ ДАТИРОВКИ УЧУРО-МАЙСКОГО РИФЕЯ

Для описанных отложений имеется довольно много изотопных датировок, полученных главным образом К-Аг методом по глаукониту [Гаррис и др., 1964; Геохронология . . . , 1968; Хоментовский и др., 1972; Казаков, Кнорре, 1973; Семихатов и др., 1973; Неволин и др., 1978; Фирсов, 1978; Бородаевская и др., 1980]. Рассмотрим их от более молодых, полнее датированных толщ к более древним. При этом надо иметь в виду, что датировки большинства учуро-майских глауконитов были сделаны сравнительно давно, когда детальное изучение минералогии объекта датирования не рассматривалось как обязательное требование определения его изотопного возраста. Напомним также, что приведенные в данной работе изотопные датировки пересчитаны в соответствии со значениями констант радиоактивного распада, принятыми Комис-

сией по определению возраста геологических формаций в 1978 г. Для датировок, опубликованных ранее, в тексте в скобках указаны величины, соответствующие иным значениям констант, принимавшимся авторами этих датировок. При пересчете К-Аг определения округлены до 10 млн. лет.

К-Аг возраст глауконита из основания пестроцветной свиты на р. Алдане — 510—560 (527—578) млн. лет, в низовьях рек Гонама и Юдомы — соответственно 565—580 (583—596) и 590 (610) млн. лет. Из верхних горизонтов устьюдомской свиты у устья р. Северный Уй он составляет 600 (620), из ее онколитовой толщи по Мае — 560 (580), из кремнистой пачки Кыллахского хребта — 600 (620), а из базальных песчаников на р. Белой — 610 (635) млн. лет. Для аймской свиты есть одно определение по глаукониту — 630 (650) млн. лет из верхних горизонтов на Кыллахском хребте. Кроме того, для юдомской серии имеется одно определение Rb-Sr изохронного возраста по аргиллитам. По валовым пробам и различным гранулометрическим фракциям породы оно равно  $632 \pm 20$  млн. лет при первичном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,727 [Краснобаев, Ронкин и др., 1979]. Методически более оправданная датировка тех же аргиллитов по фракции менее 1 мкм составляет  $639 \pm 20$  млн. лет при первичном отношении 0,7273 (устное сообщение А.А. Краснобаева). Датированные пробы, по свидетельству А.А. Краснобаева, происходят из пачки аргиллитов, налегающей на базальные песчаники юдомской серии (аймской свиты) в урочище Нуучалах.

По предъюдомскому Ингилийскому массиву, прорывающему кандыкские и более древние отложения (см. рис. 44), помимо явно омоложенных, известны три К-Аг датировки: две по биотиту — 640 (660) и 660 (675) млн. лет — и одна по валовой пробе нефелинового сиенита — 670 (690) млн. лет. Датировки тех же интрузий U-Pb методом резко дискордантны, но среди них есть одно определение по гагчеттолиту, имеющему низкое содержание обыкновенного свинца. Последнее обстоятельство придает вес значению его Pb-Pb возраста. Этот возраст равен 640 (650) млн. лет [Геохронология . . . , 1968]. К-Аг возраст флогопита из предъюдомских кимберлитов бассейна р. Ингили, комагматичных Ингилийской интрузии, несколько превосходит только что приведенные датировки последних и составляет 680 (699) и 740 (750) млн. лет [Каминский, Потапов, 1968].

Для сравнительно глубоких слоев уйской серии есть два К-Аг определения по глаукониту: на левобережье нижнего течения р. Юдомы в 200 м от основания кандыкской свиты — 700 (720) млн. лет — и вблизи этого основания по р. Большой Кандык — 760 (783) млн. лет. Указания на датировки глауконита из устькирбинской свиты Кыллахского хребта [Башарин, 1967; Геохронология . . . , 1968; Неволин и др., 1978] нельзя принимать в расчет, так как они в действительности относятся к тоттинским отложениям (см. с. 90).

Приведенные датировки, полученные разными методами, показывают, что юдомская серия древнее  $580 \pm 10$  млн. лет и моложе  $640 \pm 20$  млн. лет. При оценке возрастного объема уйской серии нужно вспомнить, что в устькирбинской свите появляются некоторые тяжелые минералы, известные только в Ингилийской интрузии [Литология . . . , 1980, с. 96].

Для лахандинской серии в литературе известен ряд К-Аг датировок по глаукониту: игниканская свита — 870 (890) млн. лет (р. Мая у устья р. Емелекен); нельканская подсвета — 920—970 (950—1000) млн. лет (район пос. Нелькан) и 970 (1000) млн. лет (верховья р. Кирбии); мильконская подсвета — 780—950 ( $768 \pm 5$  —  $938 \pm 30$ ) млн. лет (р. Ингили) и 960 (930) млн. лет (верховья р. Таймы); кумахинская подсвета — 930 (950) млн. лет (р. Ингили) [Гаррис и др., 1964; Геохронология . . . , 1968; Казаков, Кнорре, 1973; Семихатов и др., 1973; Неволин и др., 1978; Бородаевская и др., 1980]. Часть этих датировок опубликована без выходных аналитических данных [Неволин и др., 1978], а нельканские из района пос. Нелькан получены по минералу с низким содержанием калия, не свойственным глауконитам. Методически наиболее надежна датировка  $950 \pm 30$  ( $938 \pm 30$ ) млн. лет из основания мильконской подсветы по р. Ингили, так как она получена по относительно слабо измененной плотностной

фракции глауконита [Бородаевская и др., 1980]. Pb-изохронный возраст лахандинских доломитов р. Май по графику с конкордией — 840 (860) ± 40 млн. лет (U-Pb изохрона — 820 (840) ± 10, Pb-Pb — 800 (820) ± 90 млн. лет). Хотя авторы этих определений [Герлинг, Искандерова, 1976] не приводят их более точной стратиграфической привязки, нельзя сомневаться, что датировки относятся к игниканской свите: других хорошо обнаженных лахандинских доломитов на р. Мае нет. Таким образом, возраст границы лахандинской и уйской серий близок к 800–840 млн. лет, а базальных горизонтов лахандинской — к 1000 млн. лет.

Верхняя, ципандинская свита керпильской серии имеет Pb-изохронный возраст доломитов 980 (1000) млн. лет по графику с конкордией [Герлинг, Искандерова, 1976], а для базальной тоттинской свиты той же серии известно более десятка K-Ag определений по глаукониту. Большая их часть образует в общем правильный ряд значений, возрастающих вниз по разрезу от 970 до 1170 млн. лет: железисто-кремнистый горизонт (р. Омня) — 970 (1000), верхняя часть свиты (р. Маймакан) — 1020 (1050), средняя часть (реки Челасин, Батомга) — 1000 (1030) и 1070 (1100), верхнекондерские отложения (бассейн р. Омни) — 1070 (1100), 1120 (1150), 1140 (1170), основание свиты (р. Большой Аим) — 1170 (1195) млн. лет [Гаррис и др., 1964; Казаков, Кнорре, 1973; Неволин и др., 1978]. Помимо этого, для тоттинской свиты Кыллахского хребта получены омоложенные значения 650–670 (670–690) млн. лет [Башарин, 1967; Геохронология . . . , 1968; Казаков, Кнорре, 1973], иногда, как мы уже говорили, относимые к устькирбинской свите. Некоторая несогласованность значений части лахандинских и керпильских датировок с их стратиграфической позицией заставляет отдавать предпочтение наибольшим из них. Отсюда следует, что возраст лахандинско-керпильской границы несколько превосходит 1000 млн. лет.

Для нижележащих горизонтов учуро-майского рифея в литературе имеется гораздо более скудная радиометрическая информация: талынская свита, верхние песчаники — 1210–1230 (1250–1270) млн. лет (р. Игникан), омахтинская свита, верхняя часть — 1360 (1400) млн. лет (р. Большой Аим), гонамская свита, нижняя часть — 1450–1520 (1500–1570) млн. лет (р. Учур). Все эти датировки получены K-Ag методом по глаукониту [Казаков, Кнорре, 1973]. Кроме того, Ю.Н. Лебедев (устное сообщение, 1982 г.) получил по гонамским глауконитам Учюра ряд K-Ag определений, показавших значительный разброс значений для различных фракций этого минерала, выделенных из одного образца. Наиболее магнитные фракции, как правило, показали относительно самые большие значения: 1500 (1495), 1480 (1470) (2 образца), 1460 (1450) и 1450 (1440) млн. лет<sup>1</sup>. Вероятно, именно они определяют минимальный возрастной предел гонамской свиты.

Интерполяция между приведенными значениями позволяет думать, что K-Ag возраст керпильско-аимчанской границы около 1200, а аимчанско-учурской — около 1300–1350 млн. лет. Возраст же предучурского рубежа, как мы знаем, устанавливается в 1650 ± 50 млн. лет.

Рассмотренные выше стратиграфические данные вместе с радиологическими и анализируемыми ниже палеонтологическими материалами убеждают в том, что описанные толщи очень полно представляют весь огромный отрезок геологического времени, лежащий между предучурским рубежом (= нижней границе рифея) и кембрием.

<sup>1</sup> Исходные значения возраста рассчитаны с использованием констант:  $\lambda_K = 0,585 \cdot 10^{-10}$  лет<sup>-1</sup>,  $\lambda_\beta = 4,68 \cdot 10^{-10}$  лет<sup>-1</sup>.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ РИФЕЙСКОЙ ИСТОРИИ  
УЧУРО-МАЙСКОГО РЕГИОНА

Материалы предыдущей главы позволяют восстановить главные черты рифейской истории Учуро-Майского региона и рассмотреть рубежи, расчленяющие эту историю на крупные этапы.

Принципиальный геологический рубеж, как мы знаем, предшествует учурской серии. Он не только разделяет два контрастных по составу комплекса отложений (улканско-бириндинский и учурский), каждый из которых формировался в рамках своего структурного плана (см. рис. 6), но и ограничивает развитие позднеафебийского магматизма, интрузивными своими фациями охватившего широкие просторы Алданского щита.

Имеющиеся данные не позволяют согласиться с объединением в один структурно-формационный комплекс улканско-бириндинских отложений с учурскими [Нужнов, Ярмолюк, 1959, 1963; Нужнов, 1967, 1968; Мокшанцев, Горнштейн и др., 1968, 1975] и с предположением, что Юдомо-Майский прогиб и Учурская впадина являются унаследованными от структур, выполненных улканско-бириндинскими толщами [Константиновский, 1974; Башарин, 1981]. В свете современных данных, эти толщи в обрамлении упомянутого прогиба вообще отсутствуют [Коген и др., 1976; Неволин и др., 1978], а в бассейне Учур развиты в двух разобщенных депрессиях — Улканской и Нижнеучурской (см. рис. 1). Обсуждать вопрос об унаследованности Учурской впадиной этих позднеафебийских структур можно лишь в том случае, если допустить [Ставцев, 1968, 1971б; Неволин и др., 1978], что они представляют собой фрагменты единого трога, некогда подстилавшего названную впадину. Но такому допущению противоречит как карта предгонамского среза (см. рис. 6), так и сокращение мощностей улканско-бириндинского комплекса на западной центриклинали Улканского прогиба [Забродин, 1966; Константиновский, 1974].

Свою роль в развитии мнения о структурной связи Учурской впадины и Улканского прогиба также сыграла двойственная трактовка стратиграфической принадлежности конкулинской "свиты": в схемах разных авторов она оказывалась то выше, то ниже предучурской перестройки, что не могло не породить сомнения в самом существовании такой перестройки. Однако данные, изложенные в главе III, позволяют трактовать эту "свиту" только как фацию нижнегонамских отложений, и именно эти конкулинско-гонамские отложения обнаруживают то резкое структурное несогласие с нижележащими сериями, которое отражено на рис. 5 и 6.

Учурский этап развития региона ознаменовался заложением в его юго-западной части обширной плоской впадины, заполнявшейся мелководными, в значительной своей части литоральными осадками гонамской, омахтинской и эннинской свит. Размещение их фаций в региональном масштабе контролировалось поступлением обломочного материала с запада, с Алданского щита, а в гонамское время — и с северо-востока, с Омнинского поднятия. Появление краевых фаций гонамской свиты в низовьях Учур и, вероятно, в его верховьях свидетельствует о том, что здесь область накопления осадков лишь немногим превосходила область их современного развития. Северное ограничение учурского бассейна достоверно неизвестно. Увеличение содержания доломитов и переход красноцветных осадков гонамской свиты в сероцветные с севера на юг показывают, что гонамский бассейн широко раскрывался к южному борту Учурской впадины, к верховьям рек Учур, Батомги и Маймакана [Нужнов, 1967; Макрушин, 1973; Семихатов, Серебряков, 1978], но проникал ли он в верховья рек Май и Северного Уя, мы не знаем.

В омахтинско-эннинское время на фоне перехода к накоплению терригенно-карбонатных осадков общая палеогеографическая ситуация на западе Учурской впадины осталась прежней: область поднятий Алданского щита и обрамляющая ее с юго-вос-

тока и востока зона накопления краевых фаций. На противоположном борту Учурской впадины в это же время произошло значительное расширение бассейна. Изменения фаций и мощностей омахтинской и эннинской свит, наблюдаемые по рекам Большому Аиму и Учуру (см. рис. 9, 12–15, 17–21, табл. 2), отодвигают восточный край этого бассейна далеко за пределы современной Учурской впадины. Сказанное, однако, принципиально отличается от выводов С.В. Нужнова [1967] и Р.Н. Макрушина [1973] о протяжении учурского бассейна в южную часть Юдомо-Майского прогиба, так как эти выводы опираются на ошибочные сопоставления учурской и аймчанской серий. Приуроченность максимальных мощностей омахтинской свиты к южной кромке ее выходов смещает южное ограничение позднеучурского бассейна за пределы нашего региона.

Особенности учурских (трехгорно-димских) отложений Горностахской гряды — их значительная мощность, общий сравнительно тонкий состав терригенных пород, господство темно-серой окраски — говорят о том, что здесь мы встречаемся с осадками более активно развивавшегося бассейна, которые накопились в значительном удалении от берега. Сейчас нет уверенных данных для суждений о положении восточного и южного краев трехгорно-димского бассейна, но отсутствие нижнерифейских отложений в южной части Юдомо-Майского прогиба и на Охотском массиве делает маловероятной его экспансию в эти области. Напротив, западный борт бассейна фиксируется довольно ясно. Фациальные изменения трехгорных отложений, наблюдаемые при переходе от Горностахского хребта к Эбейкехатинскому, помещают источник сноса к западу от северного сегмента Юдомо-Майского прогиба. В то же время Мокуйская скважина, расположенная на левом берегу Алдана в районе пос. Усть-Мая [Давыдов и др., 1982], вскрыла мощные нижнерифейские отложения в северных, темноцветных фациях (от забоя, расположенного на глубине 3090 м, по крайней мере до глубины 2104 м, выше которой появляются сливные кварцевые песчаники, возможно, талынского возраста, а на глубине 1840 м присутствуют явные аналоги тоттинской свиты). Сходство нижнего рифея Мокуйской скважины с трехгорнодимскими отложениями [Давыдов и др., 1982] делает вероятным предположение о северо-восточной ориентировке структур учурского этапа на севере нашего региона.

На границе учурского и аймчанского этапов описываемая территория испытала общее поднятие, которое сопровождалось складчатостью и активным размывом трехгорно-димских отложений на севере и важными преобразованиями очерченных выше региональных структур на юге (рис. 42). Здесь, в междуречье Омни, Челасина и верховьев Ман, налегание аймчанской серии на фундамент фиксирует обширное поднятие, которое восточными своими районами наследовало предполагаемое поднятие учурского этапа, а западными частично распространилось на область учурского осадконакопления, вызвав размыв соответствующих толщ. Западнее, в бассейне Учур и в Учуро-Алданском междуречье, оформилась пологая субмеридиональная впадина, выполненная учурской серией. Эта впадина, на западе ограниченная поднятием Алданского щита, выходила за пределы современной Учурской впадины, протягиваясь за южные рамки нашего региона (см. рис. 42). Она может быть названа пра-Учурской. Западное ее крыло являлось унаследованным и в какой-то мере совпадало с краем учурского бассейна, а восточное было новообразованным. Оно располагалось в зоне наиболее мористых из сохранившихся ныне фаций омахтинской и эннинской свит. Такая разновозрастность крыльев не помешала пра-Учурской впадине на более поздних этапах рифейской истории выступать в качестве однородной структуры. Прямые геологические соотношения доказывают лишь предкерпильский возраст ее оформления в качестве синформы (см. рис. 43), но есть все основания относить это событие к границе учурского и аймчанского времени. В противном случае трудно совместить два факта: увеличение мощности и мористости омахтинско-эннинских отложений к восточному борту Учурской впадины, с одной стороны, и залегание аймчанской серии всего в 50–55 км восточнее прямо на фундаменте — с другой.

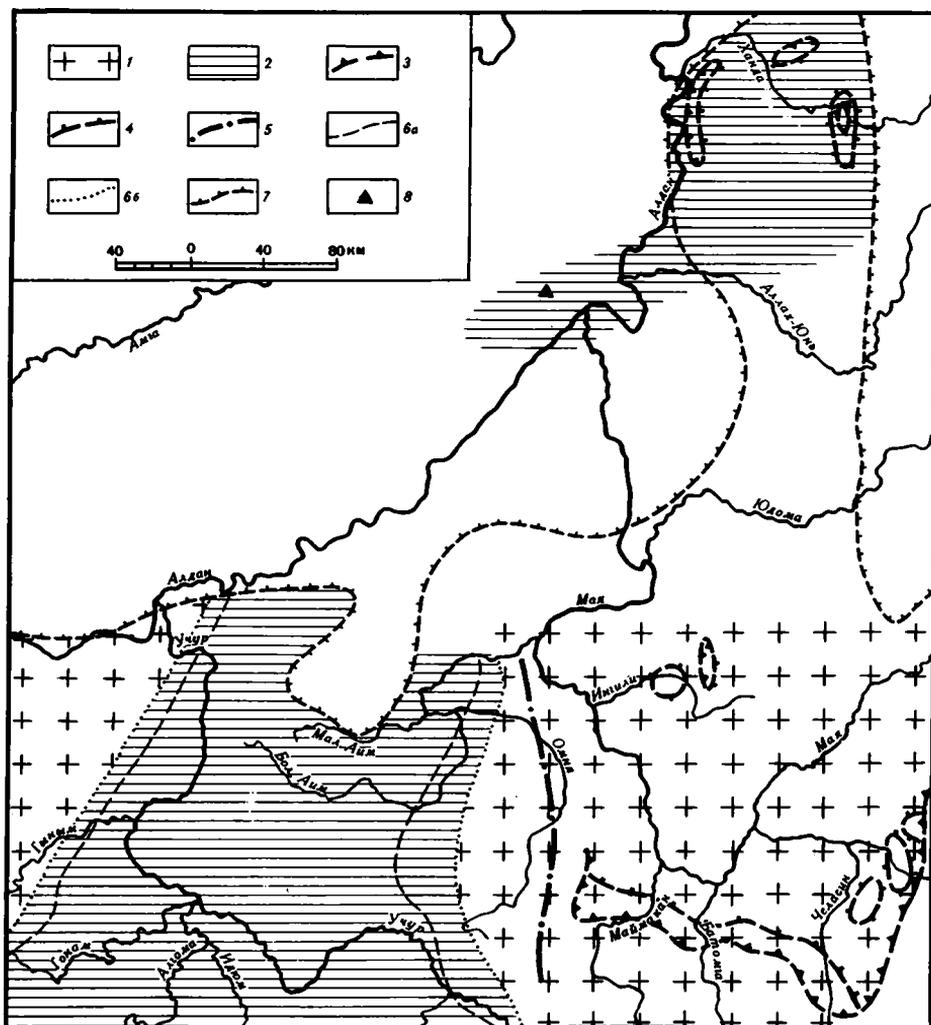


Рис. 42. Схематическая палеогеологическая карта к началу аймчанского времени. Составлена по материалам геологических съемок и данным авторов.

1 – дорифейский кристаллический фундамент; 2 – учурская серия; 3, 4 – обобщенные контуры области современного распространения (3) и глубокого погружения (4) аймчанской серии; 5 – предполагаемая западная граница аймчанского бассейна; 6 – внешние границы распространения учурской серии: а – в предтогтинском срезе, б – предполагаемые в преаимчанском срезе; 7 – обобщенный контур области глубокого погружения рифейских отложений; 8 – скважина, вскрывшая учурские отложения

В начале аймчанского этапа произошла значительная структурная перестройка региона. В это время впервые в виде единой депрессии оформился Юдомо-Майский прогиб, подмявший под себя не только область пологой складчатости нижнерифейских отложений на севере, но и восточную часть того поднятия фундамента, которое возникло в бассейне Маи в преаимчанское время (см. рис. 42). Центральная часть данного поднятия также оказалась вовлеченной в затухающие на запад опускания, и только его западная часть, лежащая в бассейне р. Омни, в аймчанское время сохранилась как приподнятый элемент. Этот реликт более обширного преаимчанского свода предопределил положение современного Омнинского поднятия. На аймчанском этапе он спаялся с пра-Учурской депрессией и с восточным склоном Алданского щита в еди-

ную положительную структуру, которая обрамляла область талыинско-светлинского осадконакопления с запада.

Размещение фаций и мощностей талыинской и светлинской свит показывает, что Юдомо-Майский прогиб аймчанского времени выходил за пределы современной Юдомо-Майской зоны как в меридиональном направлении, так и к востоку. Более того, приуроченность максимальных мощностей обеих свит к восточной ветви этой зоны, лежащей за Улахан-Бамским разломом, свидетельствует, что именно здесь располагалась наиболее активная часть прогиба. В более восточных районах, по другую сторону от Билякчанской зоны разломов, аймчанские отложения неизвестны, а еще северо-восточнее, в пределах Кухтуйского выступа Охотского массива, аналоги керпильской серии налегают прямо на фундамент [Комар, Работнов, 1976; Литология . . . , 1980]. Поэтому очень вероятно, что Охотский массив входил в восточное ограничение Юдомо-Майского прогиба аймчанского этапа.

Питание этого прогиба обломочным материалом на севере региона происходило за счет западного источника сноса. Его влияние сказывалось в изменении гранулометрического и минерального состава аймчанских обломочных пород и в сокращении роли карбонатов в светлинской свите с востока на запад в бассейне р. Белой. Появление краевых и эоловых фаций талыинской свиты на Кыллахском хребте показывает, что на севере региона (севернее низовьев р. Аллах-Юнь) между Юдомо-Майским прогибом и Западным поднятием не было такой широкой и плоской депрессии, какая существовала между ними в аймчанское время на юге, в бассейне среднего течения р. Май. Здесь в аймчанское время располагалась обширная пра-Майская депрессия, западное ограничение которой фиксируется по резкой редукции мощностей аймчанской серии в междуречье Батомги и Омни (см. рис. 24, 25) и по отсутствию одновозрастных осадков в более западных районах.

В отличие от северных сегментов Западного поднятия его южные сегменты в аймчанское время не поставляли заметных количеств песчаного материала. Это могло быть обусловлено как геоморфологическими факторами, так и составом слагающих его пород — существенно карбонатных верхнеучурских на юге и кристаллических архейских на севере. Увеличение количества песчаников и появление конгломератов в талыинской свите в междуречье Батомги и Челасина были связаны с кратковременной активизацией поднятий к югу от нашего региона. В светлинское время ни южного, ни северного ограничения пра-Майской депрессии в изученных разрезах не ощущается, но она сохраняется как вырождающаяся на запад область относительно замедленного прогибания.

Конец аймчанского этапа ознаменовался кратковременным осушением всей рассматриваемой территории (возможно, кроме восточной зоны Юдомо-Майского прогиба), за которым последовала обширная керпильская трансгрессия. На карте претоттинского среза (рис. 43) хорошо видно, что эта трансгрессия сопровождалась существенной структурной перестройкой в центральной и западной частях описываемого региона. Что же касается его восточной части, то здесь в керпильское время продолжалось развитие такой важнейшей структуры аймчанского этапа, как Юдомо-Майский прогиб. На рис. 43 он выступает как область сохранения полных разрезов аймчанской серии, в которых верхние горизонты светлинской свиты с размывом, но без углового несогласия перекрыты тоттинской свитой. Западнее же располагается обширная область резко выраженного трансгрессивного залегания этой свиты на гетерогенном основании: аймчанских, учурских и архейских образований.

Ясные признаки трансгрессивного залегания тоттинской свиты появляются в узкой зоне у западного борта Юдомо-Майского прогиба и особенно четко выражены на севере: в бассейне р. Май в указанной зоне исчезает только верхняя толща светлинской свиты (около 150—200 м), тогда как в бассейне р. Белой срезается вся эта свита, имеющая в крайних западных выходах (хребет Эбейке-Хаята) мощность 500—550 м. Учитывая этот факт и положение аймчанского источника сноса неподалеку, к западу от Кыллахского хребта, можно думать, что на левобережье Алдаña в северной части

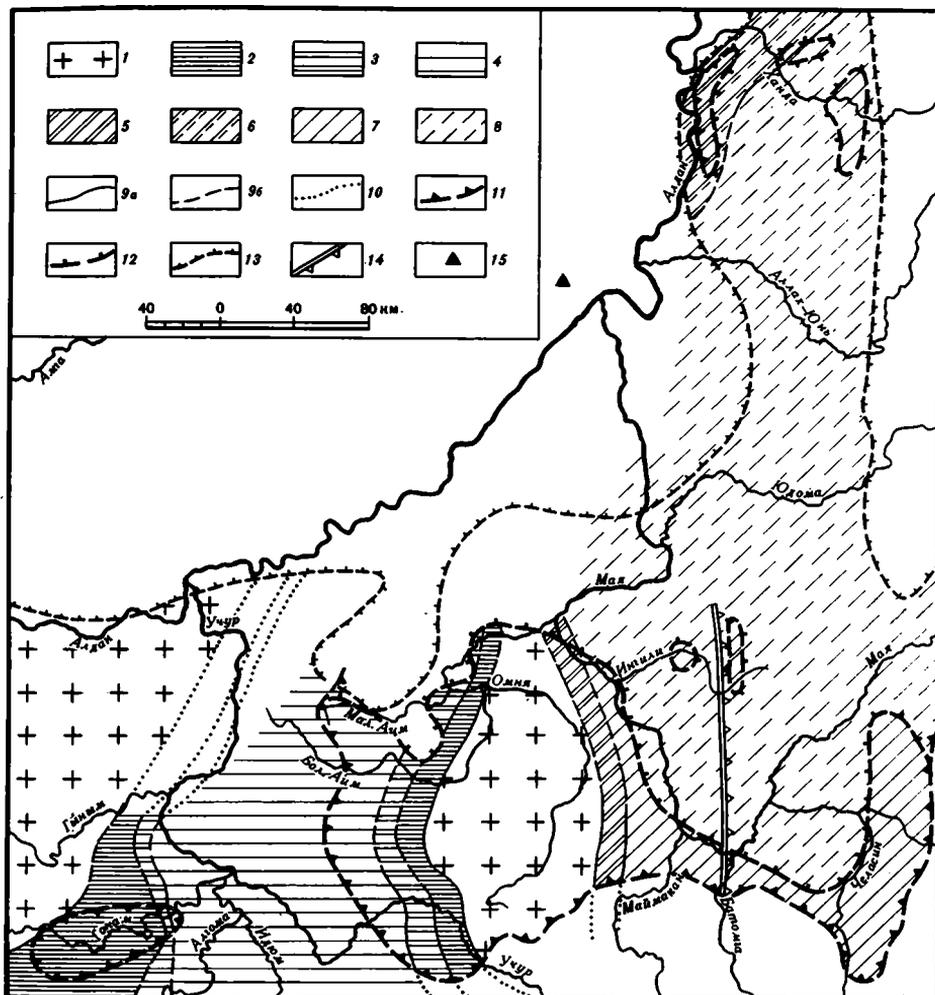


Рис. 43. Схематическая палеогеологическая карта к началу тоттинского времени. Составлена по материалам геологических съемок и данным авторов

1 – дорифейский кристаллический фундамент; 2–4 – учурская серия: 2 – гонамская, 3 – омахтинская, 4 – эннинская свиты; 5–8 – аимчанская серия: 5 – талынская свита, 6 – то же, под покровом молодых отложений, 7 – светлинская свита, 8 – то же, под покровом более молодых отложений; 9 – границы свит и серий в предтоттинском срезе: прослеженные (а), предполагаемые (б); 10 – предполагаемое положение границ свит в предтоттинском срезе за пределами современного распространения свиты; 11–13 – обобщенные контуры областей: 11 – современного распространения тоттинской свиты, 12 – ее глубокого погружения, 13 – общего погружения рифейских отложений; 14 – западная граница распространения верхней толщи светлинской свиты в бассейне р. Май; 15 – скважина, вскрывшая тоттинские и подстилающие их отложения

региона тоттинская свита очень быстро полностью срезает аимчанскую серию и переходит на фундамент.

На юге региона такое же срезание происходит не вблизи Нельканского шва, а значительно западнее, в междуречье Май и Омни, на западном крыле Майской впадины. Предтоттинский размыв более древних рифейских толщ расширил то поднятие фундамента, которое существовало в бассейне р. Омни на аимчанском этапе развития. В результате оно не только по положению, но во многом даже по конфигурации стало соответствовать современному Омнинскому поднятию.

Лежащая далее к западу пра-Учурская впадина к началу тоттинского времени

несколько сузилась в результате эрозии крыльев. Переход тоттинской свиты с учурской серии на архей в верховьях р. Гонам определяет ее границу с Алданским щитом на крайнем юго-западе региона. Севернее та же граница проведена на основании экстраполяции данных о ее положении в доюдомском срезе.

Керпыльская трансгрессия по масштабу превосходила учурскую и аймчанскую, вместе взятые. Ныне сохранилось наибольшее количество данных о ее первой, тоттинской стадии. Судя по распределению мощностей, а отчасти и фаций осадков, Юдомо-Майский прогиб — в особенности его восточная зона — в это время оставался наиболее интенсивно погружавшейся структурой. Каких-либо признаков восточного, равно как северного и южного, его ограничения на изученной территории нет. Однако малая мощность и более грубый состав аналогов тоттинской свиты на Охотском массиве (уютакская свита [Комар, Работнов, 1976]) определяют северо-восточный предел упомянутого прогиба.

Знакомое нам по аймчанскому этапу влияние западного источника сноса в тоттинское время проявлялось очень слабо. Хотя кыллахские разрезы тоттинской свиты и отличаются от более восточных некоторым увеличением количества полевого шпата в олигомиктовых песчаниках и алевролитах, именно эти разрезы в целом обладают наиболее тонким гранулометрическим составом терригенных пород и относительно широким распространением карбонатных. Иначе говоря, тоттинская трансгрессия отодвинула западное ограничение бассейна в северной части региона далеко на левобережье Алдана. Это не помешало развитию в северной части Юдомо-Майского прогиба локальных структур, с которыми были связаны местные вариации мощностей и состава свиты (см. рис. 26).

Наблюдаемое в Майской впадине последовательное сокращение мощностей тоттинской свиты на запад было бы заманчиво связать с относительным ростом Омнинского поднятия. Но из-за отсутствия полных разрезов свиты к западу от этого поднятия такое предположение корректно обосновать нельзя. Некоторые доводы в его пользу дает рассмотрение состава отложений. Локализация существенно песчаной кондерской толщи и поведение на площади ее пачек и пластов убеждают в том, что в междуречье Маймакана и Уяна в начале тоттинского времени существовал источник сноса, который территориально в какой-то мере совпадал с южной частью Омнинского поднятия. Поэтому есть некоторые основания думать, что и северная часть последнего с ее пониженными мощностями кондерских толщ отставала в погружении от смежных участков. Во второй половине тоттинского времени упомянутый источник сноса перестал скапливаться на нашей территории.

По мере удаления от Омнинского поднятия к крайним западным выходам тоттинской свиты роль относительно грубых обломочных пород в сохранившихся сопоставимых ее пачках сокращается. Видимо, тоттинская трансгрессия охватила значительную часть восточного склона Алданского щита, сместив источник сноса далеко к западу. В связи с этим возникает вопрос о направлении и способах переноса того огромного количества глинистого и алевритового материала, которое дало начало основной массе тоттинских осадков.

При рассмотрении позднекерпыльской истории мы будем анализировать суммарные мощности малгинской и ципандинской свит, частично замещающих одна другую по латерали. Такой анализ показывает, что во второй половине керпыльского этапа сильно возросла контрастность прогибания пра-Майской впадины и Юдомо-Майского прогиба. Об этом говорит не только резкий перепад мощностей малгинско-ципандинской толщи при переходе от одной структуры к другой (см. рис. 33), но и исчезновение в прогибе эндокластических конгломерато-брекчий и следов местных размывов в малгинских известняках, онколитовых разностей в ципандинских доломитах и др.

Трансгрессионный характер керпыльской серии, нашедший свое отражение и в геохимических параметрах ее пород [Акулышина, Давыдов, 1972; Давыдов, 1975], предопределил то, что влияние источника сноса в верхнекерпыльских осадках проявляется (и то лишь в слабой степени) только в крайних юго-западных разрезах малгинской свиты.

Они обладают повышенным содержанием глинистого вещества и гидроокислов железа. Ципандинские же доломиты практически лишены терригенной примеси [Литология . . . , 1980; Давыдов, 1975].

Некоторые сокращения мощностей малгинско-ципандинской толщи, наблюдаемые на восточном крыле Омнинского поднятия и на его северной периклинали, можно по аналогии с тоттинской свитой связывать с отставанием в погружении названной структуры. Полоса малых мощностей малгинских известняков, проходящая через центральную часть Майской впадины от района пос. Хаахар к низовьям р. Лаханды (см. рис. 28), вероятно, обрисовывает зону поднятий второго порядка. Возможно, что более важный палеотектонический элемент — восточный борт Юдомо-Майского прогиба намечает собой небольшое сокращение мощностей малгинско-ципандинской толщи в крайних восточных выходах по р. Малый Комуи (см. рис. 33). Определенно можно говорить, что территория Кухтуйского выступа Охотского массива в позднекерпильское время, как и прежде, входила в восточное ограничение прогиба: отложения этого возраста здесь в 8—10 раз менее мощны, чем в ближайших юдомо-майских разрезах [Комар, Работнов, 1976].

Возможности историко-геологического анализа лахандинского и уйского этапов ограничены, так как области современного распространения этих отложений сильно сокращены предюдомским размывом (см. рис. 44). Важнейшими событиями предлахандинской истории были кратковременное осушение территории региона и формирование на ципандинских доломитах коры выветривания [Каминский, Потапов, 1968; Скляр, 1975, 1981; Неволин и др., 1978]. Эти события и последующая лахандинская трансгрессия не сопровождались существенным размывом подстилающих образований в той зоне, в которой ныне сохранилась нерюенская свита.

Общий структурный план территории на лахандинском этапе, судя по распределению мощностей, повторяет керпильский. Здесь сохранялись асимметричная, наклоненная к востоку и юго-востоку пра-Майская депрессия и Юдомо-Майский прогиб с наиболее активно погружавшейся восточной зоной. Как и ранее, их южные, а для названного прогиба и северное ограничения в лахандинское время на описываемой территории не ощущаются. Однако очень небольшие мощности нерюенской свиты в зоне Нельканского шва на Кыллахском хребте, сильно уступающие наблюдаемым в аналогичной структурной позиции на юге региона, свидетельствуют о воздымании и, возможно, выклинивании пра-Майской депрессии к северу. Это лишний раз подтверждает специфику рифейской истории северной части региона, прилежащей к Якутскому поднятию. По другую сторону Юдомо-Майского прогиба в лахандинское время по-прежнему существовало относительное поднятие в области Кухтуйского выступа Охотского массива. Отложения лахандинского возраста здесь отличаются очень низкими мощностями (180—250 м против 1000—1300 м в прогибе) и терригенным составом аналогов нерюенской свиты [Литология . . . , 1980]. В более южных районах восточный источник сноса, поставлявший обломочный материал в область Охотского массива, в нерюенское время проявил себя лишь в обогащении отложений глинистым (р. Малый Комуи) и песчано-алевритовым (верховья р. Маи) материалом, а также в росте кремневого модуля в аналогах кумахинской подсвиты в крайних юго-восточных выходах [Неволин и др., 1978; Скляр, 1981].

Более определенно в нерюенское время выявляется западный источник сноса: в Майской впадине с востока на запад растет доля терригенных отложений кумахинской и нельканской подсвит, а в первой из них, кроме того [Скляр, 1975, 1981], увеличиваются содержание свободного глинозема и кремневый модуль. Последнее обстоятельство и состав глинистых минералов лахандинской серии [Акульшина и др., 1969] прямо связывают ее терригенные породы с переотложением коры глубокого химического выветривания на Западном поднятии. Гранулометрия снесенных с него осадков и господство карбонатов в сложении серии помещают эту структуру достаточно далеко от нашего региона.

В нерюенское время Юдомо-Майский прогиб отличался от пра-Майской депрессии

не только более активным погружением, но и преобладанием относительно глубоководных условий: к внутренним частям прогиба строматолитовые разности карбонатных пород все более вытесняются битуминозными хемогенными, а среди строматолитов все реже встречаются якутофитоновые ритмы, порожденные флуктуациями условий осадконакопления. Исключением в этом отношении является лишь восточный разрез восточного крыла Горностахской антиклинали по р. Белой, тектонически сближенный с ее западным разрезом.

В игниканское время отмеченные различия названных структур, видимо, сгладились, так как по всему региону накапливались однообразные, преимущественно обломочные или микрофитолитово-обломочные карбонатные осадки. Специфика разрезов в это время проявляется лишь в замещении существенно доломитовых отложений Майской впадины известково-доломитовыми, а в крайних восточных выходах и чисто известковыми. Эта смена хорошо укладывается в общую схему латеральных изменений лахандинских отложений и служит одним из частных примеров общего для рифея Сибири перехода доломитовых фаций в известковые по мере удаления от источника сноса.

Вертикальная смена химического состава карбонатных отложений лахандинской серии от доломитов к смешанным доломито-известковым породам и чистым известнякам в нерюенской свите и вновь к существенно доломитовым, главным образом обломочным толщам в игниканской, а также некоторые геохимические параметры осадков [Акульшина и др., 1969; Акульшина, Давыдов, 1972] рисуют лахандинскую серию как трансгрессивно-регрессивный комплекс. Дальнейшее углубление регрессивных тенденций развития произошло на уйском этапе истории региона.

Имеющиеся данные показывают, что на уйском этапе сохранялся относительно приподнятый край Учуро-Майской плиты и обрамлявший его Юдомо-Майский прогиб, а контрастность в степени их погружения достигла максимума во время накопления кандыкской свиты: ни одна другая свита не испытывает столь резкого перепада мощностей при переходе от одной из этих структур к другой (см. рис. 38). Распределение мощностей всех подразделений уйской серии — увеличение их от западного борта Юдомо-Майского прогиба к его осевой зоне (хребты Челат, Улахан-Бам), а затем новое двух-трехкратное уменьшение в крайних восточных выходах — впервые в истории учуромайского рифея ясно вырисовывает восточный борт этого прогиба. Еще ярче он выступает при рассмотрении состава серии.

Присутствующие в западных разрезах кандыкской свиты олигомиктовые песчаники в восточном направлении выклиниваются, демонстрируя свою связь с хорошо знакомым нам западным источником сноса, который в кандыкское время, видимо, приблизился к нашему региону. Вместе с тем появление в Юдомо-Майском прогибе верхнекандыкских (джабатымских) полимиктовых песчаников, изменение их фаций в восточном направлении и обогащение нижнекандыкских толщ олигомиктовыми песчаниками, а местами и конгломератами в крайних восточных разрезах — все это впервые на нашей территории четко выявляет влияние восточного источника сноса. Именно к нему перешло первенство в питании названного прогиба обломочным материалом сначала олигомиктового, а затем и полимиктового (грауваккового) состава.

Нижнекандыкские отложения Юдомо-Майского прогиба содержат значительное количество пластовых тел диабазов, среди которых местами опознаны эффузивные фации [Алексеев, Каминский, 1971; Волкодав, Старников, Ян Жин-ши, 1978]. Насыщенность разреза силлами быстро растет на восток, свидетельствуя о развитии мощного основного магматизма в зоне хребта Улахан-Бам и в смежных районах. По мере расширения Восточного поднятия в ходе кандыкской истории продукты этого магматизма были вовлечены в сферу размыва и внесли свою лепту в состав того обломочного материала, который заполнял Юдомо-Майский прогиб. В устькирбинское время активность Восточного поднятия резко пошла на убыль, что отразилось в смене джабатымских полимиктовых песчаников глинисто-алевритовыми устькирбинскими толщами полимиктового и полевошпат-кварцевого состава. Возрастные аналоги той или иной части

уйской серии на Охотском массиве лежат уже вне сферы его влияния. Они лишены красной окраски, характерной для кандыкских отложений восточных разрезов, и имеют более тонкий гранулометрический состав [Литология . . . , 1980]. Следовательно, Восточное поднятие уйского этапа находилось в районе субмеридионального отрезка р. Юдомы, откуда протягивалось на юг, к Охотскому побережью и Ульяновскому хребту. Весьма вероятно, что западным его ограничением служила Билякчанская зона разломов, отделяющая в современной структуре Охотский блок от Юдомо-Майского.

Какие-либо признаки южного замыкания Юдомо-Майского прогиба в уйских отложениях не отмечены. В то же время значительное сокращение мощности кандыкской свиты в бассейнах рек Джорону и Белой по сравнению с наблюдаемой на сходном удалении от Нельканского шва по рекам Аллах-Юню и Юдоме как будто говорит о вырождении названного прогиба к северу. Косвенные подтверждения этому дает анализ доюдомского среза (см. ниже). Тем не менее кандыкский бассейн протягивался далеко к северу от р. Белой [Волкодав, Старников, Ян Жин-шин, 1978].

На рубеже уйского и юдомского этапов восходящие движения охватили всю или почти всю рассматриваемую территорию и сопровождались важными преобразованиями ее структуры, наиболее ясно выраженными в Юдомо-Майской зоне. На этом рубеже к востоку от кристаллического массива Алданского шита и его северного продолжения в пределах Учуро-Майской плиты оформилась крайне пологая моноклинал, на поверхности сложенная учурскими, керпильскими, лахандинскими и кандыкскими отложениями (рис. 44). Она включила в себя западное крыло пра-Учурской впадины, а восточнее перекрыла такие важные элементы палеоструктуры, как противоположное крыло названной впадины, Омнинское поднятие и пра-Майская депрессия. Предъюдомские кольцевые интрузии ультраосновных щелочных пород (Ингилийская и др.) и, возможно, некоторые мелкие разломы осложняли общее субгоризонтальное залегание пород упомянутой моноклинали.

В Юдомо-Майском прогибе на рубеже уйского и юдомского этапов дальнейшее структурное выражение получили те тенденции развития, которые наметились в начале уйского. Восточное крыло структуры, в кандыкское и устькирбинское время определявшееся по сокращению мощностей, в предъюдомском срезе четко вырисовывалось по переходу юдомской серии с устькирбинской свиты на более древние толщи — в верховьях рек Май и Нёта и в междуречье Аллах-Юня и Белой (см. рис. 44). Коль скоро на противоположном борту прогиба юдомская серия срезает устькирбинскую, а местами и более древние свиты, то можно говорить, что к началу юдомского этапа на территории современной Юдомо-Майской зоны возникла обширная, очень пологая синклинозная структура. Ее северная центриклиналь ясно видна на рис. 44 к северу от р. Аллах-Юнь. В пределах этой центриклинали, на правобережье р. Белой в истоках ручьев Мой и Салар и на склонах высоты 1380 м, на расстоянии 1—3 км один от другого находятся участки залегания юдомской серии на игниканской свите и участки, в которых сохранилось более 1000 м уйских отложений. В современной структуре такие участки разделены разломом (см. рис. 22). Сказанное предполагает его доюдомское заложение, что подтверждается прямыми геологическими наблюдениями на правобережье р. Белой [Архипов и др., 1981].

Относительно южной центриклинали рассматриваемой палеоструктуры убедительных данных нет, хотя некоторое сужение поля распространения устькирбинских отложений в доюдомском срезе в бассейне р. Северный Уй при желании и можно трактовать как признак слабого воздымания ее шарнира в южном направлении.

Внутреннее строение Юдомо-Майской зоны на предъюдомской палеогеологической карте выглядит очень простым, и только в междуречье Май и Северного Уя, в приосевой части Нётского антиклинория, видно локальное поднятие, на котором срезаются устькирбинская и кандыкская свиты. Это первое безусловное доказательство дифференциальных восходящих движений в области упомянутого антиклинория; некоторые менее убедительные признаки таких движений указываются и для более ранних этапов рифейской истории [Безр, 1965; Нужнов, 1967; Константиновский,

1969]. Весьма вероятно, что подобные по размерам, но меньшие по амплитуде локальные поднятия возникли в конце уйского этапа и на других участках Юдомо-Майского прогиба, однако остались невыявленными из-за однообразия состава и значительной мощности устькирбинских отложений. Недавними работами В.Ф. Мехоношина и В.И. Сухорукова в крайних восточных участках развития юдомской серии на хребте Сетте-Дабан установлены предшествующее ей угловое несогласие и пологая складчатость в уйских толщах. На остальной территории в основании юдомской серии отмечается лишь географическое несогласие.

На юдомском этапе все рассмотренные структуры были вовлечены в общее погружение и в некоторой степени переработаны. История этого этапа подробно была рассмотрена ранее [Семихатов и др., 1970]. Поэтому здесь мы дадим лишь краткое ее резюме.

Распределение фаций и мощностей юдомской серии показывает, что в ходе ее формирования сохранялись в качестве структур первого порядка Юдомо-Майский прогиб и Учуро-Майская плита, к которой в устьюдомское время присоединилась значительная часть территории современного Алданского щита. На плите в аимское время ясно обособились две обширные плоские депрессии — Учурская и Майская, — разделенные Омнинским поднятием. Последнее выступало как зона пониженных мощностей и как определенный фациальный барьер, контролировавший распределение учурского песчано-доломитового и среднемайского аргиллит-доломитового типов разрезов аимской свиты.

Сокращение мощностей аимской свиты в южных районах названных депрессий рисует их центриклинальные замыкания, а возрастание относительной роли песчаников в сложении свиты в тех же районах выявляет здесь важный источник сноса. Аналогичные доводы в отношении южного замыкания Юдомо-Майского прогиба дают разрезы верхнемайского типа. Таким образом, в аимское время на смену более ранним субмеридиональным отрицательным структурам, уходившим за южную рамку региона, впервые пришли воздымающиеся к югу депрессии, и именно с юга стала наступать значительная часть терригенного материала. Роль Алданского щита, а с течением времени и Южного поднятия как источников сноса постепенно сокращалась и сошла на нет в устьюдомское время. В это время на плите сохранились те же три главные структуры, но Учурская депрессия резко расширилась к западу и слилась с депрессией, возникшей в области северного склона Алданского щита.

Юдомо-Майский прогиб на юдомском этапе своего развития отличался от Учуро-Майской плиты не только суммарными мощностями серии, но и присутствием некоторых специфических типов пород — нестроцветных кремнистых доломитов и аргиллитов, битуминозных известняков и светлых известняков. Восточное поднятие и на этом этапе сказывалось лишь в периодическом сносе с него обломочного кварцевого материала, который образовал песчаные клинья в суордахском и отчасти юдомском типах разрезов. Что же касается мощностей всей серии и обеих слагающих ее свит, то они максимальных значений достигают в восточной зоне Юдомо-Майского прогиба (суордахский тип разрезов). Резкое сокращение мощностей разновозрастных толщ на Охотском массиве [Литология . . . , 1980] помещает последний, как и ранее, в зону восточного обрамления прогиба. В более южных районах его восточное ограничение неизвестно.

Внутренний план распределения мощностей аимской и устьюдомской свит в Майской впадине и Юдомо-Майском прогибе вырисовывает систему относительных поднятий и депрессий третьего порядка, по крайней мере часть из которых являются новообразованными. Вместе с тем весь северный сегмент прогиба, лежащий в междуречье Аллах-Юня и Белой, выделяется сокращенными мощностями верхней части устьюдомской свиты, что подчеркивает специфику поведения этого сегмента, примыкающего к Якутскому поднятию. Напомним, что к северу от р. Аллах-Юнь происходит заметное сокращение мощности уйской серии, а на карте предъюдомского среза ясно видно воздымание синформы Юдомо-Майской зоны. Эти факты показывают, что тенденция к воздыманию отличала север прогиба и ранее. В то же время его южная часть, сопряженная с

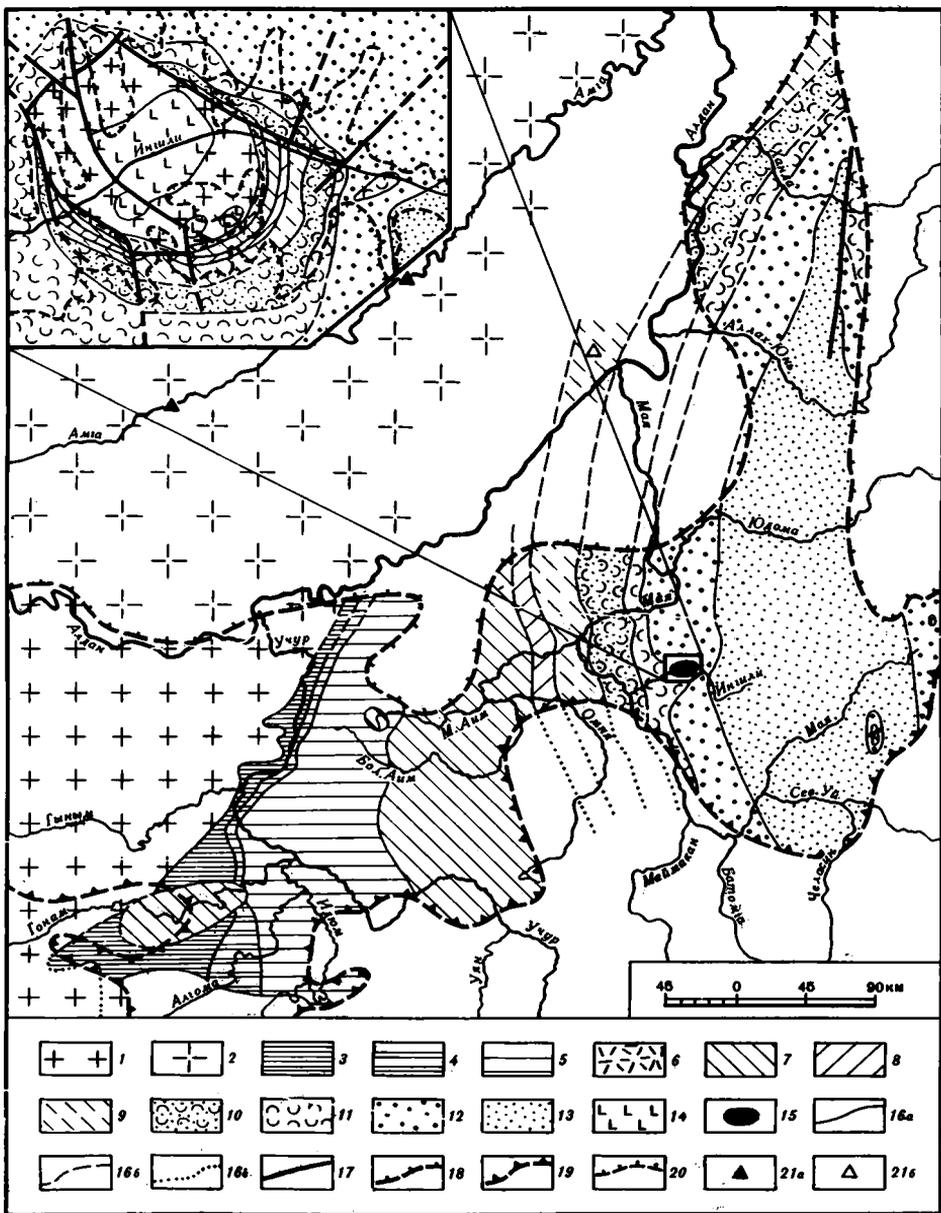


Рис. 44. Схематическая палеогеологическая карта к началу юдомского времени. Составлена по материалам геологических съемок и данным авторов

1, 2 – дорифейский кристаллический фундамент: 1 – выведенный на поверхность, 2 – под сплошным чехлом юдомских и более молодых отложений; 3–5 – учурская серия: 3 – гонамская, 4 – омахтинская, 5 – эльчинская свиты; 6 – аймчанская серия (только на врезке); 7–9 – керпыльская серия: 7 – тоттинская, 8 – малгинская, 9 – ципандинская свиты; 10, 11 – лахадинская серия: 10 – нерюенская, 11 – игииканская свиты; 12, 13 – уйская серия: 12 – кандыкская, 13 – устькирбинская свиты; 14 – интрузивные породы Ингилийского массива (только на врезке); 15 – Ингилийская структура; 16 – границы свит и серий в доюдомском срезе: прослеженные (а), предполагаемые в зоне развития юдомской серии (б) и вне этой зоны (в); 17 – доюдомские разломы; 18, 19 – обобщенные контуры области современного распространения (18) и общего погружения (19) юдомской серии; 20 – нижняя граница юдомской серии в современном срезе (только на врезке); 21 – скважины, вскрывшие юдомские отложения, залегающие на фундаменте (а) и на ципандинской свите (б)

Майской впадиной, на всем юдомском этапе сохранялась как активно развивавшаяся депрессия.

Итак, мы видели, что в учуро-майском разрезе выделяются четыре важнейших рубежа, связанные со структурной перестройкой территории: предучурский, преаимчанский, предкерпильский и предьюдомский. Геологически наиболее значителен первый из них (возраст  $1650 \pm 50$  млн. лет). Он со всех точек зрения отвечает нижней границе рифея в том ее понимании, которое было заложено Н.С. Шатским и развито другими геологами. Преаимчанский рубеж, имеющий К-Аг возраст около  $1350 \pm 50$  млн. лет, определялся: 1) отмиранием зоны прогибания в бассейнах рек Учур и Большого Аима и формированием на ее месте пра-Учурской структуры; 2) складчатостью трехгорно-димских толщ; 3) последующим смещением области осадконакопления на восточную часть региона (возникновение пра-Майской депрессии и наложившегося на гетерогенное основание Юдомо-Майского прогиба). Предкерпильская перестройка и соответствующий геологический рубеж (К-Аг возраст около  $1200 \pm 20$  млн. лет) были связаны с вовлечением в прогибание в центральной и западной частях региона обширной территории, на аимчанском этапе входившей в область устойчивых поднятий. Наконец, предьюдомский рубеж, имеющий возраст порядка 640–650 млн. лет, отделил стадию формирования пологой синклинойной структуры в Юдомо-Майской зоне и моноклинали Учуро-Майской плиты от этапа развития широчайшей морской трансгрессии, в рамках которой опустились ниже уровня моря Алданский щит и его северное продолжение, ранее проявлявшие устойчивую тенденцию к воздыманию, и впервые ясно обрисовались южные центриклинальные замыкания впадин Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майского прогиба.

## ГЛАВА V

### СТРОМАТОЛИТЫ УЧУРО-МАЙСКОГО РИФЕЯ: ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ

По обилию рифейских строматолитов, полноте их возрастной последовательности и широте латерального распространения лишь немногие районы мира могут конкурировать с Учуро-Майским. Все описанные выше серии, кроме уйской, в изобилии содержат эти образования; из шестнадцати свит, слагающих учуро-майский разрез, они известны в пятнадцати, а в восьми развиты в массовых количествах и на обширной площади. Отмеченные обстоятельства в сочетании с хорошей изученностью выдвигают учуро-майские строматолиты в число наиболее удачных объектов для решения общих вопросов их стратиграфического использования.

Основу современных знаний о строматолитах нашего региона заложил С.В. Нужнов [1960, 1967; Семихатов и др., 1963]. Он дал их первое палеонтологическое описание, в которое вовлек девять форм из четырех групп, выделил нижне- и среднерифейский их комплексы и совместно с И.Г. Шаповаловой наметил пути детализации регионального расчленения среднерифейских отложений по этим органоседиментарным структурам [Нужнов, Шаповалова, 1965, 1968]. Последующие исследования Вл.А. Комара, И.Н. Крылова, М.А. Семихатова, С.Н. Серебрякова, И.Г. Шаповаловой и З.Ю. Шенфиля позволили во много раз расширить список строматолитовых таксонов, известных из учуро-майского рифея, уточнить их вертикальное и латеральное распространение и на этой основе выделить здесь в дополнение к нижне- и среднерифейскому верхнерифейский и юдомский их комплексы, а в составе среднерифейского обособить три последовательные ассоциации групп и форм — светлинскую, ципандиаскую и лахандинскую (верюенскую), которые вскоре рядом исследователей стали рассматриваться как палеонтологическое обоснование соответствующих стратиграфических подразделений

[Комар, Семихатов, 1965, 1968; Семихатов, Комар, 1965; Семихатов и др., 1967а, 1970; Крылов, 1968, 1972, 1975; Крылов и др., 1968; Крылов, Шаповалова, 1970а,б; Комар и др., 1970; 1973, 1977, Хоментовский и др., 1972; Шаповалова, 1974, 1979; Шенфиль, 1978а; и др.]. В результате именно учуро-майские материалы сыграли ведущую роль в укреплении сибирской фитолитовой модели границы среднего и верхнего рифея (подробнее см.: [Семихатов и др., 1979; Крылов, 1979]) и стали в центре внимания при поисках оптимального подхода к стратиграфическому использованию строматолитов [Хоментовский и др., 1972; Комар и др., 1973, 1975; Семихатов, 1974; Решения . . . , 1975; Соколов и др., 1976; Шенфиль, 1978а,б, 1979а,б; Крылов, 1979; Семихатов и др.; 1979]. В последние годы выделенные на учуро-майских разрезах светлинский, ципандинский и лахандинский горизонты, равно как и уральские катавский и миньярский, выдвигаются их авторами на роль важнейших межрегиональных корреляционных уровней и даже общих подразделений рифейской шкалы [Крылов, Шаповалова, 1970а,б; Шаповалова, Крылов, 1978; Шпунт, Шаповалова и др., 1979]. Вместе с тем учуро-майские строматолиты предлагалось использовать для обоснования относительно дробных региональных подразделений — слоев, охарактеризованных какой-либо одной их формой или определенным сочетанием нескольких форм [Комар и др., 1973; Комар, 1973]. Рассматриваемые образования нашли свое применение и в фациальном анализе [Шаповалова, 1965; Серебряков и др., 1972] и дали весомую сумму доводов для развенчания мифа 60-х годов об исключительно сублиторальной приуроченности докембрийских строматолитов [Серебряков, 1971, 1975; Serebryakov, Semikhatov, 1974; Serebryakov, 1976 a,b].

В задачу данной главы не входит систематическое палеонтологическое описание материала по учуро-майскому разрезу. Наша цель здесь — обобщить информацию о составе, вертикальной смене и латеральной выдержанности последовательных строматолитовых ассоциаций, содержащихся в упомянутом разрезе, и обсудить их роль в обосновании региональных стратиграфических построений. Фактический материал, положенный в основу предлагаемых обобщений, был рассмотрен в главе III.

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ТЕРМИНОВ

В следующем ниже тексте мы будем широко применять термины "набор", "ассоциация" и "комплекс" строматолитов. Поэтому следует дать их определения.

Набор строматолитов — это полный список таксонов, встречающихся в данном литостратиграфическом подразделении или возрастном диапазоне.

Ассоциация строматолитов — это эмпирически установленное устойчивое сочетание их определенных таксонов, включающее в себя как только ему свойственные (характерные, типичные), так и сопутствующие (проходящие, транзитные) группы и (или) формы того или иного географического распространения. Конкретные члены ассоциации, естественно, встречаются в различных количественных соотношениях, варьирующих от места к месту, а в отдельных участках те или иные типичные и (или) сопутствующие формы могут исчезать. Ассоциация строматолитов — категория чисто таксономическая. И хотя каждая ассоциация, естественно, характеризует определенный объем горных пород, она не может приравниваться к набору строматолитов какой-то свиты или возрастного диапазона. Достаточно вспомнить, что свиты в разных своих частях иногда заключают различные строматолиты (например, ципандинская), а разновозрастные толщи даже одного региона могут не иметь ничего общего в их составе (учурская серия Учурской впадины и северной части Юдомо-Майского прогиба).

Комплекс строматолитов — это объединение нескольких последовательных ассоциаций, ограниченных резкими рубежами в строматолитовой сукцессии и обычно обладающих сходством систематического состава доминирующих представителей.

Хотя в текущей литературе широко используются все три упомянутых термина и даже встречаются определения некоторых из них [Комар и др., 1975; Решения . . . , 1975; Шаповалова, 1979; Крылов, 1979; и др.], единообразия в их понимании нет.

Майской впадиной, на всем юдомском этапе сохранялась как активно развивавшаяся депрессия.

Итак, мы видели, что в учуро-майском разрезе выделяются четыре важнейших рубежа, связанные со структурной перестройкой территории: предучурский, предаймчанский, предкерпильский и предьюдомский. Геологически наиболее значителен первый из них (возраст  $1650 \pm 50$  млн. лет). Он со всех точек зрения отвечает нижней границе рифея в том ее понимании, которое было заложено Н.С. Шатским и развито другими геологами. Предаймчанский рубеж, имеющий К-Аг возраст около  $1350 \pm 50$  млн. лет, определялся: 1) отмиранием зоны прогибания в бассейнах рек Учур и Большого Айма и формированием на ее месте пра-Учурской структуры; 2) складчатостью трехгорно-димских толщ; 3) последующим смещением области осадконакопления на восточную часть региона (возникновение пра-Майской депрессии и наложившегося на гетерогенное основание Юдомо-Майского прогиба). Предкерпильская перестройка и соответствующий геологический рубеж (К-Аг возраст около  $1200 \pm 20$  млн. лет) были связаны с вовлечением в прогибание в центральной и западной частях региона обширной территории, на аймчанском этапе входившей в область устойчивых поднятий. Наконец, предьюдомский рубеж, имеющий возраст порядка  $640-650$  млн. лет, отделил стадию формирования пологой синклинойной структуры в Юдомо-Майской зоне и моноклинали Учуро-Майской плиты от этапа развития широчайшей морской трансгрессии, в рамках которой опустились ниже уровня моря Алданский щит и его северное продолжение, ранее проявлявшие устойчивую тенденцию к воздыманию, и впервые ясно обрисовались южные центриклинальные замыкания впадин Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майского прогиба.

## ГЛАВА V

### СТРОМАТОЛИТЫ УЧУРО-МАЙСКОГО РИФЕЯ: ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ

По обилию рифейских строматолитов, полноте их возрастной последовательности и широте латерального распространения лишь немногие районы мира могут конкурировать с Учуро-Майским. Все описанные выше серии, кроме уйской, в изобилии содержат эти образования; из шестнадцати свит, слагающих учуро-майский разрез, они известны в пятнадцати, а в восьми развиты в массовых количествах и на обширной площади. Отмеченные обстоятельства в сочетании с хорошей изученностью выдвигают учуро-майские строматолиты в число наиболее удачных объектов для решения общих вопросов их стратиграфического использования.

Основу современных знаний о строматолитах нашего региона заложил С.В. Нужнов [1960, 1967; Семихатов и др., 1963]. Он дал их первое палеонтологическое описание, в которое вовлек девять форм из четырех групп, выделил нижне- и среднерифейский их комплексы и совместно с И.Г. Шаповаловой наметил пути детализации регионального расчленения среднерифейских отложений по этим органоседиментарным структурам [Нужнов, Шаповалова, 1965, 1968]. Последующие исследования Вл.А. Комара, И.Н. Крылова, М.А. Семихатова, С.Н. Серебрякова, И.Г. Шаповаловой и В.Ю. Шенфиля позволили во много раз расширить список строматолитовых таксонов, известных из учуро-майского рифея, уточнить их вертикальное и латеральное распространение и на этой основе выделить здесь в дополнение к нижне- и среднерифейскому верхнерифейский и юдомский их комплексы, а в составе среднерифейского обособить три последовательные ассоциации групп и форм — светлинскую, ципандианскую и лахандинскую (верюенскую), которые вскоре рядом исследователей стали рассматриваться как палеонтологическое обоснование соответствующих стратиграфических подразделений

[Комар, Семихатов, 1965, 1968; Семихатов, Комар, 1965; Семихатов и др., 1967а, 1970; Крылов, 1968, 1972, 1975; Крылов и др., 1968; Крылов, Шаповалова, 1970а,б; Комар и др., 1970; 1973, 1977, Хоментовский и др., 1972; Шаповалова, 1974, 1979; Шенфиль, 1978а; и др.]. В результате именно учуро-майские материалы сыграли ведущую роль в укреплении сибирской фитолитовой модели границы среднего и верхнего рифея (подробнее см.: [Семихатов и др., 1979; Крылов, 1979]) и стали в центре внимания при поисках оптимального подхода к стратиграфическому использованию строматолитов [Хоментовский и др., 1972; Комар и др., 1973, 1975; Семихатов, 1974; Решения . . . , 1975; Соколов и др., 1976; Шенфиль, 1978а,б, 1979а,б; Крылов, 1979; Семихатов и др.; 1979]. В последние годы выделенные на учуро-майских разрезах светлинский, ципандинский и лахандинский горизонты, равно как и уральские катавский и миньярский, выдвигаются их авторами на роль важнейших межрегиональных корреляционных уровней и даже общих подразделений рифейской шкалы [Крылов, Шаповалова, 1970а,б; Шаповалова, Крылов, 1978; Шпунт, Шаповалова и др., 1979]. Вместе с тем учуро-майские строматолиты предлагалось использовать для обоснования относительно дробных региональных подразделений — слоев, охарактеризованных какой-либо одной их формой или определенным сочетанием нескольких форм [Комар и др., 1973; Комар, 1973]. Рассматриваемые образования нашли свое применение и в фациальном анализе [Шаповалова, 1965; Серебряков и др., 1972] и дали весомую сумму доводов для развенчания мифа 60-х годов об исключительно сублиторальной приуроченности докембрийских строматолитов [Серебряков, 1971, 1975; Serebryakov, Semikhatov, 1974; Serebryakov, 1976 a,b].

В задачу данной главы не входит систематическое палеонтологическое описание материала по учуро-майскому разрезу. Наша цель здесь — обобщить информацию о составе, вертикальной смене и латеральной выдержанности последовательных строматолитовых ассоциаций, содержащихся в упомянутом разрезе, и обсудить их роль в обосновании региональных стратиграфических построений. Фактический материал, положенный в основу предлагаемых обобщений, был рассмотрен в главе III.

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ТЕРМИНОВ

В следующем ниже тексте мы будем широко применять термины "набор", "ассоциация" и "комплекс" строматолитов. Поэтому следует дать их определения.

Набор строматолитов — это полный список таксонов, встречающихся в данном литостратиграфическом подразделении или возрастном диапазоне.

Ассоциация строматолитов — это эмпирически установленное устойчивое сочетание их определенных таксонов, включающее в себя как только ему свойственные (характерные, типичные), так и сопутствующие (проходящие, транзитные) группы и (или) формы того или иного географического распространения. Конкретные члены ассоциации, естественно, встречаются в различных количественных соотношениях, варьирующих от места к месту, а в отдельных участках те или иные типичные и (или) сопутствующие формы могут исчезать. Ассоциация строматолитов — категория чисто таксономическая. И хотя каждая ассоциация, естественно, характеризует определенный объем горных пород, она не может приравниваться к набору строматолитов какой-то свиты или возрастного диапазона. Достаточно вспомнить, что свиты в разных своих частях иногда заключают различные строматолиты (например, ципандинская), а разновозрастные толщи даже одного региона могут не иметь ничего общего в их составе (учурская серия Учурской впадины и северной части Юдомо-Майского прогиба).

Комплекс строматолитов — это объединение нескольких последовательных ассоциаций, ограниченных резкими рубежами в строматолитовой сукцессии и обычно обладающих сходством систематического состава доминирующих представителей.

Хотя в текущей литературе широко используются все три упомянутых термина и даже встречаются определения некоторых из них [Комар и др., 1975; Решения . . . , 1975; Шаповалова, 1979; Крылов, 1979; и др.], единообразия в их понимании нет.

Так, определение, очень близкое к приведенному для ассоциации, в других работах фигурирует и для комплекса и для ассоциации, а одна и та же группировка таксонов на разных страницах одной работы может называться то набором, то ассоциацией, то комплексом.

Необходимость строгого разграничения рассматриваемых понятий наиболее ясно вытекает из анализа работ И.Г. Шаповаловой и И.Н. Крылова [1978; Шаповалова, 1974, 1979; Шпунт, Шаповалова и др., 1979; и др.], направленных на детализацию общего расчленения рифея. В них упорно проводится мысль, что основой стратиграфических построений в рифее являются выделенные в каждом регионе последовательные устойчивые группировки определенных строматолитов, и даже высказывается ко многому обязывающее положение о том, что их смена отражает этапность развития органического мира. Между тем некоторые такие группировки таксонов, называемые И. Г. Шаповаловой и И.Н. Крыловым комплексами или ассоциациями, фактически представляют собой наборы строматолитов какого-либо литостратиграфического подразделения. Наиболее яркий пример — ципандинский комплекс (ассоциация) в том виде, в каком его выделяют названные геологи. В качестве его характерных форм указываются присутствующие в двух различных горизонтах ципандинской свиты *Parmites aimicus* и *Minjaria sakharica*, более древние керпильские *Appia topicalis* и *Parmites confluens*, а также более молодые *Baicalia lacera*, *Jacutophyton ramosum*, *J. multiforme*, которые появляются лишь в мастахской пачке, относимой И.Г. Шаповаловой к ципандинской свите, и поднимаются выше по разрезу, составляя ядро последующего лахандинского комплекса. Ясно, что вне зависимости от того или иного решения чисто местного вопроса о принадлежности мастахской пачки к ципандинским или к лахандинским отложениям три последних таксона не могут рассматриваться как члены ципандинской ассоциации без ущерба для палеонтологической концепции расчленения рифея. Их объединение с более древними формами в одну группировку, якобы отражающую этапность развития органического мира, на деле означает примат литостратиграфических критериев в разграничении последовательных ассоциаций органических остатков. В отличие от этого в предлагаемом анализе литостратиграфия создает лишь тот фон, на котором конкретные таксоны строматолитов вступают в различные сочетания, изменчивые во времени и пространстве.

#### СОСТАВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ АССОЦИАЦИЙ

При определении систематической принадлежности рассматриваемых далее строматолитов мы стремились строго придерживаться наиболее широко принятой у нас морфологической концепции групп (формальных родов) и микроструктурной концепции форм (формальных видов). При этом групповая принадлежность (= характерные черты морфологии) пластовых, желваковых и столбчато-пластовых строматолитов устанавливалась на основе полевого изучения их построек, дополненного камеральным рассмотрением тангентальных разрезов. То же самое относится к таким морфологически ясным группам столбчатых, как *Colonnella*, *Conophyton* и *Jacutophyton*. Что же касается остальных групп столбчатых строматолитов, в идентификации которых важную роль играют тип ветвления, форма и характер бокового ограничения столбиков, то их групповая принадлежность в наиболее представительных образцах определялась на основе серийных срезов, восстановления таким путем формы построек и изучения больших шлифов. Остальные образцы сравнивались с этими по тому или иному количеству продольных сечений (шлифов) и по результатам изучения морфологии на естественных срезах обнажений. Имеющийся в нашем распоряжении материал, к сожалению, далеко не всегда обеспечивает соблюдение такой процедуры для строматолитов юдомской серии. Во время сбора значительной их части авторы придерживались иной, существенно микроструктурной концепции групп и уделяли недостаточно внимания их морфологии [Семихатов и др., 1967а, 1970]. Последующие сборы позволили восполнить этот пробел лишь частично.

Анализ строматолитов начнем с обнаруженных в гонамской, омахтинской и эннинской свитах учурской серии. Наборы таксонов этих свит очень сходны между собой, что позволяет рассматривать их в составе одной ассоциации. Далее она именуется учурской. Ее основу образуют присутствующие во всех трех свитах *Stratifera omachtella Semikh.*, *Paniscollenia omachta Semikh.*, *Omachteniena omachtensis Nuzhn.*, объединенные общностью микроструктуры. В омахтинской свите им сопутствуют *Colonnella sp.* с той же микроструктурой, а в эннинской — единичные *Stratifera sp.* с микроструктурой типа *Canalophorida* (по Вл.А.Комару [1979]), получающей широкое развитие в айманской серии. Количественные соотношения первых трех из этих таксонов изменяются как от места к месту в пределах одной свиты, так и по разрезу серии, но везде наиболее обычны стратиферы, а панисколлени и особенно омахтении встречаются реже. В эннинской свите эта диспропорция выражена наиболее резко: здесь омахтении найдены в считанном количестве мест, тогда как в омахтинской они довольно обычны. Роль редких спутников в ней играют колоннеллы, известные лишь в восточных и северо-восточных разрезах (см. рис. 45).

Единство микроструктур упомянутых морфологически различных строматолитов и многочисленные примеры взаимопереходов между ними в биогермах и биостромах говорят о том, что смена их морфологии определялась экологическими причинами. Актуалистические и палеонтологические данные, диктующие такую интерпретацию, были суммированы С.Н. Серебряковым [1975], М.А. Семихатовым, К.Д. Геблайном и др. [Semikhatov et al., 1979]. Перечисленные морфологически различные строматолиты, обладающие общей микроструктурой и слагающие разные части единых биогермов (биостромов), формируют определенный биогермный ряд, по терминологии И.И. Крылова [1972, 1975].

Результаты послышного изучения учурской серии, частично отраженные на рис. 9—20, показывают, что в ритмах, содержащих морфологически различные постройки, омахтении, панисколлени и колоннеллы тяготеют к нижним горизонтам строматолитовых биостромов, а верхние их горизонты обычно сложены стратиферами. Рельеф последних, как правило, постепенно выполаживается к кровле каждого строматолитового пласта. Общая трансгрессивная направленность строматолитосодержащих частей учурских ритмов позволяет трактовать такую последовательность морфологических модификаций построек как следствие постепенного углубления и (или) уменьшения гидродинамической активности в данном участке палеобассейна. Вместе с тем иногда наблюдаются две зоны развития стратифер: одна из них тяготеет к кровле, а другая — к основанию биостромов, средняя часть которых сложена столбчато-пластовыми или столбчатыми постройками. Подобное биполярное размещение стратифер, наблюдаемое и в некоторых других мелкоритмичных толщах рифея Сибири [Серебряков, 1971, 1975; Serebryakov, Semikhatov, 1974], хорошо согласуется с тем, что в современных обстановках на общей кривой изменения гидродинамики строматолитовых фаций существуют два обособленных отрезка, в которых возможно формирование пластовых построек [Gebelein, 1969].

Таким образом, количественные соотношения перечисленных групп учурских строматолитов и конкретное место формирования каждой из них определялись фациальными причинами. Появление в верхних горизонтах эннинской свиты *Stratifera sp.* с микроструктурой *Canalophorida* было бы заманчиво связывать с возрастным фактором, но имеющийся материал (единственный шлиф) не позволяет делать какие-либо выводы по этому вопросу.

Доучурские (дорифейские) строматолиты в нашем регионе неизвестны, а развитые в других регионах их наборы не содержат ни одной формы, общей с учурской ассоциацией [Семихатов, 1978а]. В то же время все ее группы являются транзитными. Но в доучурских отложениях они не создают самостоятельных ассоциаций, подобных рассматриваемой, а входят в состав совершенно иных сочетаний групп. Некоторые из этих групп отличаются от рифейских не только другими комбинациями общих для них морфологических признаков, но и наличием отдельных морфологических осо-

бенностей, которые неизвестны или крайне редки у послеафебийских строматолитов [Семихатов, 1978а; Раабен, 1980].

За пределами нашего региона учурская ассоциация как единое целое не встречается, но для двух ее представителей — *Stratifera omachtella* и *Omachtenia omachtensis* — установлено межрегиональное распространение. Первая из них определена нами в материалах Вл.А.Комара в типе нижнего рифея — в бурзянской серии Южного Урала, в саткинской ее свите. Вторая форма (и рассматриваемая нами как ее синоним *Om. utschurica*) указывается на Анабарском массиве в верхнекотуйканских и нижнеюсмастахских отложениях [Шаповалова, Крылов, 1978]. В саткинской и котуйканской свитах они находятся в окружении характерных нижнерифейских таксонов, а в юсмастахской свите — среднерифейских (см. главу VI). Изложенные данные о составе учурской ассоциации, сопутствующие ей микрофитоциты (см. табл. 3) и имеющиеся изотопные датировки говорят о нижнерифейском возрасте этой ассоциации.

Иной набор строматолитов наблюдается в учурских отложениях северной части Юдомо-Майского прогиба, в трехгорной и димской свитах. Он включает *Gongylina differenciata* Kom. и *Nucleella figurata* Kom., присутствующие в обеих этих свитах, а также новые формы стратифер из трехгорной свиты и *Kussiella kussiensis* (Masl.), *K. cf. kussiensis* (Masl.), *K. aequusa* Gol., *K. f.n.* и *Stratifera cf. omachtella* Semikh. из димской. Трехгорно-димские отложения из-за ограниченной площади выходов не дают материалов для суждения о том, сколь устойчива комбинация этих таксонов. Тем не менее мы ее рассматриваем как определенную ассоциацию, исходя из совместного или стратиграфически близкого нахождения большинства перечисленных строматолитов в других регионах. Так, *Gongylina differenciata*, *Kussiella kussiensis*, *K. aequusa* и *Nucleella figurata* известны в нижнерифейской котуйканской свите Анабарского массива, первые три формы, кроме того, — в разновозрастной кютюндинской свите Оленекского поднятия, а первые две — и в саткинской свите бурзянской серии Урала [Комар, 1966; Комар, Семихатов, 1968; Крылов, 1975; Шпунт и др., 1979]. На севере Сибири куссиеллы в пределах названных литостратиграфических единиц встречаются ниже, чем *Nucleella figurata* и (или) *Gongylina differenciata*, тогда как в нашем регионе и на Урале они присутствуют в одних и тех же горизонтах.

С более древними, дорифейскими строматолитами трехгорно-димская ассоциация на уровне форм не имеет ничего общего, а на уровне групп отличается появлением куссиелл, которые в афебии не установлены. Остальные ее группы являются проходящими. Микроструктуры трехгорно-димских, равно как и собственно учурских, строматолитов отличаются от афебийских лишь на уровне низших таксонов предложенной Вл.А. Комаром [1979] их классификации — форм и отчасти групп в пределах транзитных типов *Massulatida*, *Lenticularida* и *Granularida*. Несмотря на это, две рассматриваемые ассоциации ясно отличаются от всех более древних.

Трехгорно-димские строматолиты в своем сочетании (и в согласии с составом микрофитоцитов) надежно доказывают нижнерифейский возраст вмещающих отложений, хотя некоторые из этих строматолитов поднимаются выше по разрезу, где оказываются членами совершенно иных ассоциаций. Таковы *Kussiella kussiensis*, встреченная в нашем регионе в среднерифейской светлинской свите [Комар и др., 1970, 1973], и *Gongylina differenciata*, на Анабарском массиве упоминаемая по всему разрезу юсмастахской свиты [Голованов, 1970; Шаповалова, Крылов, 1978], принадлежащей среднему и верхнему рифею.

Строматолиты аймчанской серии, как мы знаем, наиболее обильны и разнообразны в светлинской свите, в ее северных разрезах. Это *Colleniella evoluta* Schap., *Colonnella kyllachii* Schap., *Svetliella svetlica* Schap., *Sv. venusta* Schap., *Sv. sp.*, *Baicalia aborigena* Schap., *B. inventa* Schap., *B. sp.*, *Litia difformis* Schap., послужившие основой для выделения светлинской ассоциации [Крылов, и др., 1968; Шаповалова, 1974]. В южных разрезах той же свиты строматолитов меньше, а состав их несколько иной. Из всего приведенного списка здесь встречаются только первые две формы и *Baicalia sp.*, но зато

появляются *Kussiella kussiensis* (Masl.), представляющие собой формы их сохранности *K. vitata* Kom., *K. sp.*, а также редкие *Conophyton* ex gr. *garganicum* Kor. и *Con. sp.* Все эти строматолиты мы рассматриваем в рамках светлинской ассоциации. Хотя в конкретных разрезах отдельные ее члены обнаруживают выборочную приуроченность к той или иной части светлинской свиты, в целом по всему региону строматолиты не могут обеспечить более дробное расчленение последней. Даже *Kussiella kussiensis*, в общем чуждая данному уровню, проходит через всю свиту, а *Colleniella evoluta* и *Colonnella kyllachii* спускаются в тальнскую. Вместе с тем, рассматриваемая ассоциация прекрасно отличает вмещающие ее отложения от выше- и нижележащих (см. рис. 45).

Светлинские и более древние строматолиты в нашем регионе связывает только одна форма — *Kussiella kussiensis*, а привлечение материалов по другим регионам расширяет список таких связующих форм лишь за счет *K. vitata* и *Conophyton garganicum*. Резко отличаются светлинские строматолиты от более древних и на групповом уровне. Наряду с транзитными группами (*Colleniella*, *Colonnella*, *Kussiella*, *Conophyton*) здесь широко представлены впервые появляющиеся *Baicalia* и *Svetliella*, которые поднимаются довольно далеко вверх по разрезу (байкалии — повсеместно, светлиеллы — лишь местами). Важно, вслед за Вл.А. Комаром [1979], подчеркнуть, что в аймчанской серии происходит обновление типов микроструктур. Именно здесь наряду с транзитными типами впервые широкое распространение получает тип *Canalophorida*, и в частности принадлежащие к нему группы *Canalophoria* и *Alveola*.

Среди светлинских строматолитов выделяются пары, обладающие сходными микроструктурами. Таковы *Litia diformis* и *Baicalia aborigena* (микроструктура группы *Canalophorida*), *Colleniella evoluta* и *Baicalia inventa* (микроструктура группы *Alveola*), *V. sp.* и *Colonnella kyllachii* (микроструктура группы *Massulites*). Учитывая прямую связь микроструктур строматолитов с систематическим составом образующих их водорослей [Gebelein, 1974; Semikhatov et al., 1979], можно говорить, что в аймчанское время одинаковые морфологические новации (*Baicalia*, *Svetliella*) появились у различных ценозов водорослей. Это, естественно, повышает значение происшедших изменений строматолитовых сообществ.

Однако совпадение этих изменений с ярким историко-геологическим рубежом — преаймчанской перестройкой — порождает вопрос о влиянии на них абиотических, палеогеографических и фациальных факторов. Поэтому важно проанализировать состав тех ассоциаций, в которых характерные светлинские таксоны оказываются за пределами нашего региона. Предвосхищая материалы двух последующих глав, отметим, что сейчас известны три такие ассоциации: нижеавзянская, нижеюсмастахская и сеньская. Первая из них примерно синхронична светлинской, а две другие (особенно сеньская) — несколько моложе. Нижеавзянская ассоциация состоит только из светлинских таксонов и резко отличается от предшествующей ей нижнерифейской, а нижеюсмастахская и сеньская включают светлинские формы в виде редких членов и в целом также резко контрастируют с предшествующими им наборами, которые отделяют их от нижнерифейских. Все изложенное свидетельствует о том, что появление светлинской ассоциации — это важнейший рубеж в общей последовательности рифейских строматолитов.

В керпильской серии строматолиты составляют определенные ассоциации только в ципандинской свите, а в двух нижележащих свитах встречаются лишь в одной-двух точках и бедны систематически. Список тоттинских форм исчерпывают происходящие из одной точки *Appia topicalis* Schar., прямостолбчатые постройки с той же микроструктурой и *Comractocollenia tchajensis* Dol. Данный набор не имеет ничего общего с наборами, присутствующими ниже по учуро-майскому разрезу (см. рис. 45). Однако стратиграфическое значение этого факта никоим образом нельзя переоценивать, так как слишком велик фациальный контраст между светлинскими и тоттинскими отложениями, а в иных фациях светлиеллы поднимаются выше тоттинской свиты (сеньская свита).

Поэтому надо вновь обратиться к другим разрезам, содержащим только что упомянутые таксоны.

К сожалению, *Compactocollenia tchajensis* ничего не дает для суждения о роли прототтинского рубежа в строматолитовой сукцессии, так как вне данной свиты она входит в состав лишь эндемичных ассоциаций, начинающих собой региональную последовательность этих образований [Дольник, Воронцова, 1974]. Несколько больше дает анализ спутников *Arria topicalis* на восточном склоне Анабарского массива. Здесь она встречена выше находок светлиелл и помещается И.Г. Шаповаловой и И.Н. Крыловым [1978, с. 24, 25] без строгих доказательств на уровень двух нижних пачек верхнеюсмакской подсвиты опорного разреза западного склона массива. Если это так, то *A. topicalis* на Анабаре оказывается на одном уровне с бедным набором строматолитов (см. главу VI), который по составу резко отличен от богатого набора из нижележащих горизонтов. Иначе говоря, появлению *A. topicalis* на Анабаре, как и в Учуро-Майском регионе, предшествовали значительные изменения состава строматолитов. Сушествно, что там и здесь находки апши, судя по К-Аг датировкам глаукогонита из непосредственно подстилающих их слоев, примерно одновозрастны (см. рис. 46).

Переход от терригенных тоттинских к карбонатным малгинским отложениям не сопровождался широким распространением строматолитов: в малгинских известняках присутствует лишь эндемичный *Parmites confluens* Schap., известный в двух точках в бассейне р. Белой, и новый представитель столбчатых построек, известный в одной точке по р. Аим. Интересно, что возрастные и фациальные аналоги малгинской свиты на Енисейском кряже (свита карточки) и в Туруханском районе (свита линок) вообще лишены фитолитов. Это тем более примечательно, что во всех трех названных свитах широко развиты известняки с водорослевой слоистостью (в свое время описанные как пластовые постройки *Malginella malgica* Kom. et Semikh.). Такая бедность строматолитами мощных карбонатных толщ может быть объяснена только специфическими условиями их накопления — активным привнесом глинистого вещества, частой флуктуацией обстановок, запечатленной в тонкой слоистости, и, по мнению Е.П. Акульшиной и Ю.В. Давыдова [1972; Давыдов, 1975], опреснением малгинского бассейна. Так или иначе, но коль скоро этот фациальный барьер существовал и лишь единичные таксоны смогли местами пробиться через него, то их появление и отличия от более древних нельзя использовать для расчленения разреза, а узкий эндемизм малгинских форм исключает их применение в корреляции.

Изменение условий осадконакопления, определившее переход от малгинских известняков к ципандинским доломитам, одновременно открыло широкие возможности для образования строматолитов. В ципандинских толщах они не только развиты на обширной площади, но и обнаруживают ясную дифференциацию состава снизу вверх по разрезу. Это позволило Вл.А. Комару, М.А. Семихатову и С.Н. Серебрякову [1973] выделить нижне-, средне- и верхнеципандинские слои, которые рассматривались как биостратиграфические подразделения, охарактеризованные соответственно *Malginella zipandica* Kom., *Parmites aimicus* Kom. и сочетанием *Minjaria sakharica* Kom. — *Colonnella ulakia* Kom. Новые данные заставляют внести в эту схему коррективы.

В основании ципандинской свиты действительно выделяется пачка, содержащая только *Malginella zipandica*, но ее стратиграфический объем изменчив, и местами она низводится до 10–11-метрового пакета. Выше по разрезу наряду с названной формой породообразующее значение приобретают *Parmites aimicus*, которым местами сопутствуют *Conophyton reticulatum*. Уровень появления пармитесов быстро меняется от места к месту, иногда вплотную приближаясь к подошве свиты. Поэтому в нижней части ципандинских доломитов следует выделять не две последовательные, а одну ассоциацию, включающую *Parmites aimicus*, *Malginella zipandica* и редкие *Conophyton reticulatum*. Первые две из этих форм прослеживаются по всем разрезам свиты Майской впадины и местами наблюдаются в Юдомо-Майском прогибе, а *Con. reticulatum* известен только на небольшом участке около устья р. Аим. Сокращение

количества строматолитов в нижнеципандинских отложениях прогиба в значительной мере, если не целиком связано с большей перекристаллизацией пород: здесь от рассматриваемых морфологически нечетких построек нередко остаются лишь реликты строматолитовой слоистости.

Становление нижнеципандинской ассоциации, тесно связанное с фациальными причинами, знаменовало лишь незначительные преобразования строматолитовых сообществ. Если отвлечься от количественной стороны вопроса, то здесь мы наблюдаем только появление *Malginella zipandica*, по микроструктуре похожей на некоторые разновидности малгинских водорослево-слоистых известняков, смену состава форм группы *Parmites* (смену *P. confluens* на *P. aimicus*) и появление *Conophyton reticulatum*, пространственно и по микроструктуре тесно связанных с *Parmites aimicus*.

Все формы рассматриваемой ассоциации являются межрегиональными. Вне Учуро-Майского региона та или иная из них обычно присутствует на верхнекерпильском уровне и либо начинает собой строматолитовые последовательности конкретных районов (Колымский, Омолонский, Охотский массивы [Комар, Работнов, 1976]), либо входит в состав богатых ассоциаций, отличных от наблюдаемых ниже по разрезу (Оленекское подняtie [Шпунт, Шаповалова и др., 1979]). В противоположность этому на востоке Патомского нагорья, где встречаются *Parmites aimicus* (сеньская свита [Дольник, 1979]), и на Южном Урале, где известна вся рассматриваемая ассоциация (верхи катавской – низы подинзерской свиты [Комар, 1978]), эти формы поднимаются в более молодые слои, в какой-то мере сопоставимые с лахандинской серией [Семихатов и др., 1979].

Верхнеципандинская ассоциация нашего региона резко отлична от только что рассмотренной. Она включает *Colonnella ulakia* Kom., *Col. sp.*, *Baicalia aff. rara* Semikh., *B. sp.*, известные совместно или порознь в ряде разрезов, а также более редкие *B. rara* Semikh., *Minjaria sakharica* Kom., *Malginella sp.*, *Telemsina sp.*, *Confunda sp.*, *Omachtenia omachtensis* Nuzhn., встречающиеся в одном-двух пунктах. Сюда же относятся *Baicalia cf. minuta* Kom., определяемая И.Г. Шаповаловой из данной свиты.

Становление верхнеципандинской ассоциации – значительный рубеж в последовательности учуро-майских строматолитов (рис. 45, вкл.). На нем впервые появляются новые группы *Minjaria* и *Telemsina*, поднимающиеся за пределами нашего региона далеко вверх по разрезу, впервые отмечаются новые формы транзитных групп *Baicalia* и *Colonnella* (*B. rara*, *Col. ulakia*), которые в Сибири также протягиваются в более молодые слои, происходит смена малгинелл (вместо *Malginella zipandica* – иная по микроструктуре *M. sp.*). Наряду с этим в данной ассоциации присутствуют некоторые строматолиты, связывающие ее с более древними. Таковы *Omachtenia omachtensis*, общая с учурской серией, *Baicalia cf. minuta*, близкая к типичной *B. minuta* из нижней части среднего рифея севера Сибири [Комар, 1966], и представленная новой формой группа *Confunda*, ранее известная только в афебии Канады [Семихатов, 1978a]. В противоположность этому присутствующие в данной ассоциации группы *Minjaria* и *Telemsina* вне нашего района встречаются только в верхнем рифее, где представлены иными формами [Крылов, 1975; Bertrand-Sarfati, 1972].

Ципандинские конфунды, миньярии и телемсины обладают одинаковой микроструктурой и, как это видно на р. Белой, слагают единые биогермы, формируя определенный биогермный ряд. Микроструктуры его членов относятся к типу *Granularida* (по Вл.А. Комару [1979]) и резко отличаются от комковатых микроструктур (тип *Massulatida*, группа *Anomalites*), характерных для *Colonnella ulakia*, *Baicalia rara* и *B. aff. rara*. В целом микроструктуры всех верхнеципандинских строматолитов, кроме омахтений, ясно отличаются от наблюдаемых ниже по учуро-майскому разрезу, хотя и не знаменуют их существенных обновлений на уровне типов, выделяемых Вл.А. Комаром.

На площади верхнеципандинская ассоциация распространена уже предшествующей, главным образом на востоке Майской впадины и на севере Юдомо-Майского прогиба. На уровне форм она в значительной мере является эндемичной: вне нашего региона

неизвестны не только *Colonnella ulakia* и типичные *Minjaria sakharica*<sup>1</sup>, но и те строматолиты, которые сейчас мы называем *Malginella* sp., *Telemsina* sp., *Confunda* sp., но которые фактически являются новыми представителями названных групп. Из всех форм ассоциации лишь для *Baicalia rara* и *Omachtenia omachtensis* в настоящее время доказано межрегиональное распространение.

Верхнеципандинская ассоциация сменяет нижнеципандинскую в пределах гомофациальной толщи. Это, естественно, повышает доверие к данному рубежу в строматолитовой последовательности. Однако в конкретных разрезах верхнеципандинские строматолиты, как говорилось в главе III, появляются на различных уровнях (см. рис. 32), а в масштабах всего региона диапазоны вертикального распространения этих ассоциаций, видимо, несколько перекрываются (см. рис. 45).

Следующая, лахандинская, или нерюенская, ассоциация, заключенная в нерюенской свите, является систематически самой богатой из всех, выделяющихся в учуро-майском разрезе. Она включает массовые *Baicalia lacera* Semikh., *B. ingilensis* Nuzhn., *B. sp.*, *Conophyton cylindricum* Masl., *Con. metula* Kir., *Con. sp.*, *Jacutophyton ramosum* Schap., *Jac. multiforme* Schap., *Jac. cognitum* Schap., более редкие *Jac. sp. I*, *Conophyton aff. cylindricum* (Masl.), *Con. sp. I*, *Inzeria tjomusi* Kryl., *Jurusania cylindrica* Kryl., *Tungussia* sp., *Colonnella* sp. и встречаемые в единичных разрезах *Col. ulakia* Kom., *Baicalia nova* Kryl., *B. rara* Semikh., *Kurtunia longa* (Schap.), *Conophyton lituum* Masl.

Ни одна из названных форм, кроме *Colonnella ulakia*, не встречена в нижележащих строматолитовых ассоциациях Учуро-Майского региона. На уровне групп их разделяет появление в лахандинской серии *Inzeria*, *Jurusania*, *Jacutophyton*, массовое развитие *Conophyton*, а также находки редких *Kurtunia*. В результате на графике вертикального распространения учуро-майских строматолитов (см. рис. 45) граница между верхнеципандинской и лахандинской ассоциациями представляется очень яркой. Здесь следует, однако, вспомнить, что две упомянутые ассоциации разделены региональным перерывом и формировались в различных фациальных условиях. Эти различия ясно вытекают из сравнения ципандинских и нерюенских отложений и из появления в лахандинской серии якутофитоновых циклов, порожденных флуктуацией некоторых параметров осадконакопления [Серебряков и др., 1972; Серебряков, 1975]. Следовательно, надо осторожно подходить к оценке широкого стратиграфического значения появления лахандинской ассоциации как единого целого. Привлечение материалов по другим регионам Сибири подтверждает этот вывод.

Все члены лахандинской ассоциации, кроме *Baicalia ingilensis*, *Conophyton sp. I*, *Jacutophyton sp. I*, *Colonnella ulakia* и *Kurtunia longa*, имеют межрегиональное распространение. За пределами Учуро-Майского региона все описанные в литературе формы конофитонов и якутофитонов, присутствующие в лахандинской ассоциации, в столь же массовом количестве встречаются в долахандинских отложениях (см. главу VI). Сбросив со счета эти формы, а также раритеты, мы должны признать, что в интегральной картине вертикального распределения строматолитов Сибири обоснованием границы лахандинской и предшествующих ассоциаций служит появление *Inzeria tjomusi* и *Jurusania cylindrica*, представляющих собой две новые группы, характерные для верхнего рифея, а также появление новых форм у транзитных групп *Conophyton* (*Con. sp. I*), *Jacutophyton* (*Jac. sp. I*), *Baicalia* (*B. ingilensis*, *B. lacera*, *B. nova*); среди этих форм лишь для трех последних ныне доказано межрегиональное распространение.

В современной классификации строматолитов появление *B. lacera*, *Jac. sp. I* и *Con. sp. I* выступает как таксономически маловажное событие — изменение на уровне форм. Однако в действительности значение этого события гораздо выше: названные формы являются представителем строматолитов с новым типом микроструктуры, который

<sup>1</sup> На Южном Урале присутствует *M. aff. sakharica* [Комар, 1978], которая раньше определялась как *M. sakharica* [Комар, 1973].

отсутствует ниже по разрезу рифея (тип *Fibrosida* по Вл.А.Комару [1979]). Вместе с тем в нерюенской свите широко распространены строматолиты с микроструктурами транзитных типов *Stranularida* и *Lenticularida*.

Микроструктуры типа *Fibrosida*, равно как и типа *Canalophorida*, который появился в светлинской ассоциации, принадлежат к числу тех, первичный характер и биогенная природа которых несомненны. Следовательно, становление светлинской и лахандинской ассоциаций отражало не просто перегруппировку таксонов искусственной классификации, но и некоторые рубежи в развитии строматолитообразующих сообществ прошлого.

Лакандинская ассоциация распространена по всей площади развития нерюенской свиты и, по существу, везде сохраняет ядро своего состава: *Baicalia lacera*, *B. inglensis*, *Jacutophyton ramosum*, *Jac. cognitum*, *Jac. multiforme*, *Conophyton metula*, *Con. cylindricum*, *Colonnella* sp.\* (обеднение ассоциации на р. Аллах-Юнь — явление лишь кажущееся, связанное с недостатком каменного материала). К латерально широко распространенным членам ассоциации принадлежат также *Con. aff. cylindricum*, а отчасти и *Inzeria tjomusi*, известная в районе Нелькана, по рекам Ингили и Челасин. Последняя форма и *Jurusania cylindrica*, впервые установленные на этом уровне В.Ю.Шенфилом [1978а, 1979а,б], имеют, как сейчас выясняется, устойчивое развитие в лакандинской ассоциации. Прочие редкие ее представители установлены только в одном или двух участках нашего региона (см. рис. 45). Следует также отметить общее для всей свиты сокращение к востоку роли байкалий по сравнению с прочими членами якутофитоновых циклов.

Более пестрая картина латерального распространения таксонов получается при переходе от анализа всей нерюенской свиты в целом к рассмотрению отдельных ее горизонтов. Так, в карбонатном маркирующем пласте нельканской подсвиты по всей Майской впадине развиты *Colonnella* sp. и *Baicalia lacera*, но в низовьях Маи им сопутствуют *Jacutophyton cognitum* и *Conophyton metula*, в бассейнах рек Ингили и Ляки — *Con. lituum*, в районе пос. Нелькан — *Jacutophyton ramosum*, а в сопоставимой известняковой пачке бассейна р. Челасин присутствуют *Jac. ramosum*, *Jac. multiforme*, *Jac. cognitum* и *Baicalia lacera*. Второй подобный пример дают строматолиты кумахинских доломитов Юдомо-Майского прогиба (см. рис. 45).

В большинстве отдельно взятых разрезов нерюенской свиты наблюдается некоторая специфика строматолитовой характеристики тех или иных горизонтов, но даже в соседних разрезах она обычно стирается. В сводной картине по всему региону почти все латерально широко распространенные члены ассоциации прослеживаются от подошвы свиты до кровли. Это тем более примечательно, что состав нерюенских отложений и текстурно-структурные особенности их карбонатов направленно меняются по горизонтали и по вертикали, а общая насыщенность разреза строматолитами сокращается в сторону Юдомо-Майского прогиба [Серебряков, Семихатов, 1975, рис. 58, 60; Серебряков, 1975]. Исключения из "всесвитного" распространения составляют: 1) ряд форм, известных по единичным местонахождениям (*Baicalia nova*, *Conophyton lituum*, *Kurtunia longa*); 2) *Jacutophyton* sp. I и *Conophyton aff. cylindricum*, не поднимающиеся в верхние горизонты свиты; 3) *Inzeria tjomusi* и *Jurusania cylindrica*, тяготеющие к нижней части мильконских отложений. Ясно, что они не могут обосновать расчленение нерюенской свиты. В целом же лакандинская ассоциация в нашем регионе прекрасно отделяет вмещающие толщи от нижележащих.

Строматолиты игниканской свиты отличаются от нерюенских бедностью систематического состава и ясной дифференциацией его по вертикали. Поэтому возникает вопрос о правомерности рассмотрения игниканского набора форм в качестве особой ассоциации. Этот вопрос снимается данными по другим регионам Средней Сибири, в которых те же формы встречаются совместно или в непосредственной близости по разрезу. Поэтому их комбинация в игниканской свите представляется не случайной, а отвечающей определенной ассоциации. Она состоит из *Baicalia maica* Nuzhn., *Inzeria tjomusi* Kryl., неотличимых от нее по микроструктуре *Jacutophylo* sp. III, а также из *Inzeria*

(?) *confragosa* (Semikh.), более редких *Jurusania cylindrica* Kryl., спорадически встречающихся *Jacutophyton* sp. II. В.Ю. Шенфиль [1978a] отсюда же указывает единичный *Conophyton metula* Kir.; с его определением согласились участники IV коллоквиума по строматолитам, на котором авторы данной работы отсутствовали.

Ведущий член игниканской ассоциации — *Inzeria tjomusi*, а также *Jurusania cylindrica*, как мы видели, встречаются в доигниканской части лахандинской серии. Тем не менее игниканская ассоциация резко отличается от лахандинской (нерюенской). Эти отличия создают: 1) полная смена видового состава байкалий и якутофитонов; 2) резкое сокращение количества последних; 3) появление *Inzeria* (?) *confragosa*; 4) исчезновение всех нижнелахандинских конофитонов, за исключением, возможно, лишь *Con. metula*. Однако если этот таксон и присутствует в игниканской свите, то выступает в ней как раритет, тогда как в нерюенской он принадлежит к наиболее широко развитым формам. Иначе говоря, новые данные о находках инзерий и юрюзаний в нерюенской свите вовсе не дезавуировали вывод о различиях лахандинской (нерюенской) и игниканской ассоциаций строматолитов, как это кажется некоторым исследователям [Шенфиль, 1978а,б], а лишь несколько сгладили эти различия.

В отдельно взятых разрезах игниканской свиты представители рассматриваемой ассоциации выстраиваются в следующую последовательность: вблизи основания свиты присутствуют *Baicalia maica*, а на р. Белой и *Jacutophyton* sp. II, несколько выше присутствуют *Inzeria tjomusi*, сопряженные с ней *Jacutophyton* sp. III и иногда *Jurusania cylindrica*, тогда как в верхней, темноцветной части свиты на разных уровнях наблюдаются *Inzeria* (?) *confragosa* и идентичные ей по микроструктуре столбчато-пластовые постройки. Возрастное скольжение пачек, охарактеризованных определенными членами данной последовательности, приводит к тому, что диапазоны вертикального распространения этих членов в сводной картине по всему региону несколько перекрываются. Напомним, что диахронность игниканских строматолитосодержащих тел наиболее ярко видна на примере известняков с *Baicalia maica* в Майской впадине. Однако масштабы такой диахронности не столь велики, чтобы нарушить самую последовательность. В полном виде или с выпадением отдельных членов она сохраняется на огромной площади (см. рис. 45).

Данные о роли фациального контроля в таком распределении строматолитов несколько противоречивы. С одной стороны, конкретные наборы форм явно идут за определенными фациями. Частным выражением этого служит обычная привязанность *Inzeria tjomusi* к красноцветным породам, которая наблюдается далеко за пределами нашего региона, а в местном масштабе прекрасно иллюстрируется данными по челасинскому разрезу. С другой стороны, *Inzeria* (?) *confragosa* не спускается в нижнюю часть свиты в тех местах, где весь ее разрез сложен темными фитокластическими карбонатами — обычными вместилищами данного таксона в нашем регионе, а в других районах тот же таксон встречается в фациально иных толщах (шорихинская свита Туруханского района, свита Серого ключа Енисейского края [Семихатов, 1962]). Более того, рассматриваемая последовательность с равным успехом существует преимущественно доломитовых фациях западных разрезов и в известняковых фациях восточных. Тем не менее этой последовательности нельзя придавать широкое возрастное значение, так как в Туруханском районе и на Енисейском крае слои с *Inzeria* (?) *confragosa* лежат ниже слоев с *Inz. tjomusi*, а в учуро-майских разрезах — наоборот.

Все главные члены игниканской ассоциации имеют межрегиональное распространение. В других регионах Сибири они в тех или иных комбинациях встречаются в вероятных возрастных аналогах игниканской свиты и либо образуют в них самостоятельные систематически бедные ассоциации, резко отличные от более древних (Северо-Восток СССР [Комар, Работнов, 1976], Оленекское и Уджинское поднятия [Шпунт и др., 1976, 1979]), либо входят в состав довольно богатых ассоциаций, которые по общему сочетанию форм существенно разнятся от предшествующих, хотя и содержат некоторые общие с ними таксоны (Енисейский край, Туруханский район

[Семихатов, 1962; Крылов, Шаповалова, 1970б]). Такое поведение игниканских строматолитов подчеркивает широкое стратиграфическое значение рубежа, разделяющего лахандинскую (нерюенскую) и игниканскую ассоциацию.

Предел существованию игниканской ассоциации положила смена лахандинских карбонатных осадков терригенными уйскими. В последних строматолиты известны только в редких доломитовых пластах среди нижнекандыкских песчаников по р. Сахаре. Это *Tinnia patomica* Dol. и *T. cf. patomica* [Шаповалова, 1974; Волкодав, Старников, Ян Жин-шин, 1978]. Такие условия смены наборов строматолитов, естественно, оставляют открытым вопрос о стратиграфическом значении данного явления. Мало помогает и привлечение данных по другим сибирским разрезам, содержащим представителей игниканских строматолитов. На Енисейском кряже, в Туруханском районе и на Северо-Востока СССР, где могут быть более или менее уверенно указаны возрастные аналоги игниканской свиты, содержащие общие с ней строматолиты, эти аналоги сверху ограничены не менее резким геологическим рубежом, а более молодые доюдомские строматолиты либо отсутствуют, либо представлены узкими эндемиками. На Оленекском и Уджинском поднятиях, где наблюдается вертикальная смена сочетания *Inzeria tjomusi* – *Jurusania cylindrica* на иные, эта смена происходит, видимо, ниже границы лахандинской и уйской серий и отражает северосибирские особенности поведения строматолитов (подробнее см. главу VI). Что же касается уйской *Tinnia patomica*, то она вне Учуро-Майского региона известна только в ченченской свите Патомского нагорья, по стратиграфическому положению сходной с уйской серией. Но здесь этот строматолит сопровождается и предваряется только южносибирскими эндемиками.

Юдомские строматолиты нашего региона сравнивались с более древними в ряде работ [Журавлева, Комар, 1962; Семихатов и др., 1963, 1970; Крылов, 1968, 1975; Келлер и др., 1974; Хоментовский, 1976; и др.]. Приводимый ниже анализ развивается, а частично и корректирует выводы, изложенные в этих публикациях.

Юдомский набор таксонов включает в себя *Paniscollenia emergens* Kom., *Colleniella singularis* Kom., *Voxonia grumulosa* Kom., *B. allahjunica* Kom. et Semikh., *Djerbia grumulosa* Dol., *Linella simica* Kryl., *Jurusania tumuldurica* Kryl., *Jur. (?) judomica* Kom. et Semikh., *Aldania sibirica* (Jak.), *Gongylina nodulosa* Kom. et Semikh., *G. urbanica* Kom. et Semikh. Конкретные представители этого набора очень неравномерно распространены по огромной площади развития юдомской серии, а некоторая дифференциация его состава по разрезу создает дополнительную пестроту в пространственном распределении таксонов. Тем не менее сонахождение последних в юдомской серии, а большинства из них и в однообразных толщах других регионов Сибири убеждает в том, что эти таксоны образуют достаточно устойчивую ассоциацию, характеризующую наиболее высокие горизонты докембрия обширных областей Северной Евразии.

Юдомская ассоциация резко отличается от нижележащих, не имея с ними ни одной общей формы. На уровне групп в нашем регионе их разделяет появление *Paniscollenia*, *Voxonia*, *Djerbia*, *Linella*, *Gongylina* и исчезновение всех более древних групп, кроме *Colleniella* и *Jurusania*. Привлечение материалов по другим регионам Сибири сокращает список групп, отличающих юдомские строматолиты от нижележащих, до двух – *Djerbia* и *Linella*. В то же время такие группы, как *Gymnosolen*, *Minjaria*, *Inzeria*, определяющие лицо верхнерифейского комплекса строматолитов, а также *Conophyton* и *Jacutophyton* не поднимаются ни в юдомскую серию, ни в ее сибирские эквиваленты.

Важным отличием юдомской ассоциации строматолитов от более древних является широкое распространение в ней форм со ступчатой микроструктурой (тип *Grumulosida* по Вл.А. Комару [1979]). Этот тип встречался за пределами нашего района у некоторых строматолитов и на более низких стратиграфических уровнях, но там не был столь широко распространен и ярко выражен, как в юдомской серии, где он обогатился новой группой (*Grumulosa*) и рядом форм микроструктурной классификации.

Таким образом, появление юдомской ассоциации – это существенный рубеж в воз-

растной последовательности строматолитов. И хотя четкость этого рубежа, несомненно, усугубляется региональными причинами (предъюдомское несогласие, резкий фациальный контраст юдомских и предшествующих им уйских толщ и т.п.), он принадлежит к числу межрегиональных, пересекающих общую сукцессию верхнепротерозойских строматолитов на дискретные единицы [Семихатов и др., 1970; Крылов, 1975]. Этот последний вывод основан на том, что почти все формы юдомской ассоциации распространены далеко за пределами учуро-майских разрезов, где выступают главными членами несколько иных региональных ассоциаций, которые заключены в возрастных аналогах юдомской серии и резко отличаются от более древних ассоциаций каждого конкретного региона (подробнее см. главу VI). К сожалению, отмеченные выше региональные особенности учуро-майского рифея не позволяют судить о том, в какой мере подошва юдомской серии отвечает стратиграфически нижнему пределу существования таксонов, составляющих рассматриваемую ассоциацию.

Главная масса строматолитов юдомской серии приурочена к аимской свите, в которой они встречаются во всех типах разреза, кроме верхнемайского. В устьюдомской свите они известны преимущественно в среднемайских разрезах в нижней ее части (в онколитовой толще) и в алданских разрезах — в верхней; вне этих разрезов устьюдомские строматолиты найдены только в трех точках, раскиданных по территории Юдомо-Майского прогиба. Среди членов юдомской ассоциации наиболее широким латеральным распространением пользуются *Paniscollenia emergens* и *Colleniella singularis*, характеризующие обе свиты серии. Гораздо уже развиты *Djerbia grumulosa*, *Jurusania* (?) *judomica* и особенно *Voxonia grumulosa*, *B. allahjunica*, *Aldania sibirica*, *Jurusania tumuldurica*, *Linella simica* и *Gongylina urbanica*, создающие специфику строматолитовой характеристики определенных горизонтов серии (см. рис. 45). Ареалы каждого из этих таксонов не выходят за пределы какого-либо одного типа разреза, а в нем могут сужаться до считанного количества мест или даже до одной точки (*Voxonia allahjunica*, *Gongylina urbanica*). К локально развитым членам ассоциации принадлежит и проходящая через всю серию *G. nodulosa*.

На фоне общей малой насыщенности строматолитами в юдомских толщах очень сильно сказывается влияние местных особенностей того или иного разреза или даже типа разрезов на нахождение и особенности распределения конкретных форм и групп строматолитов [Семихатов и др., 1970; Серебряков, 1975; Серебряков, Семихатов, 1975]. Поэтому специфика строматолитовой характеристики отдельных горизонтов юдомской серии, определяемая таксонами, известными только в каком-либо типе разрезов, находит очень ограниченное использование в региональной стратиграфии.

Ни одна форма юдомских строматолитов не поднимается в нижний кембрий. Это справедливо не только для нашего региона, в котором нижнекембрийские строматолиты вообще отсутствуют, но и для других сибирских разрезов, в которых такие строматолиты известны. Здесь на смену перечисленным юдомским таксонам приходят новые группы или новые формы поднимающихся снизу групп, создающие весьма специфичные наборы [Королюк, Сидоров, 1971; Крылов, 1975]. Вместе с тем юдомские и кембрийские строматолиты связаны широким развитием ступковых микроструктур, и с этой точки зрения те и другие могут быть противопоставлены доюдомским.

#### СТРОМАТОЛИТЫ В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ УЧУРО-МАЙСКОГО РИФЕЯ

Проведенный обзор распределения учуро-майских строматолитов еще раз продемонстрировал необратимый характер смены их ассоциаций во времени. Эта смена осуществлялась на фоне крупной ритмичности разреза, определявшей повторение на разных стратиграфических уровнях литологически сходных карбонатных толщ. Тем не менее такие толщи содержат различные строматолитовые ассоциации, отличающиеся одна от другой как по морфологии, так и по микроструктуре построек. Сделанный вывод не нов, но заслуживает повторения после анализа современных данных, так как

именно он является одним из краеугольных камней эмпирической системы доказательств стратиграфического значения рифейских строматолитов [Келлер и др., 1960; Семихатов, 1962, 1974; Крылов, 1963, 1975; Комар и др., 1964; и др.].

Проведенный обзор убеждает также в том, что в стратиграфических целях можно использовать только интегральную картину вертикального распределения строматолитов, составленную путем обобщения данных по возможно более широкой площади [Комар и др., 1973]. Такое обобщение в значительной степени нивелирует местные особенности размещения таксонов, связанные с экологическими причинами, и выявляет более общие закономерности вертикальной смены групп и форм, управляемой какими-то иными факторами. Рассмотренные выше ассоциации таксонов и являются составными элементами упомянутой интегральной картины.

Каждая ассоциация, как мы видели, обладает только ей присущим сочетанием групп и форм строматолитов и характеризует определенный интервал разреза. В сводной колонке региона такие интервалы лишь в некоторых случаях непосредственно смыкаются один с другим. Обычно же они разделяются толщами бесстроматолитовых пород и (или) следами тех или иных геологических событий — размылов, эпох выветривания, складчатости и т.п. Поэтому при переходе от выделения последовательных ассоциаций строматолитов (или любых других ископаемых) к обособлению охарактеризованных ими стратиграфических подразделений нельзя обойтись без привлечения каких-то историко-геологических критериев. В соответствии со сложившейся практикой при несмыкающихся границах палеонтологических ассоциаций стратиграфические границы региональной шкалы проводят либо по уровню появления нового комплекса органических остатков, оставляя нижележащие "немые" слои в предыдущем подразделении, либо по первому историко-геологическому рубежу того или иного масштаба, предшествующему появлению новой ассоциации таксонов. Второй подход, приводящий к группировке "немых" слоев с вышележащими палеонтологическими охарактеризованными, кажется более предпочтительным, так как он приближает выделяемые подразделения к естественным единицам. Применительно к рифею этот вывод наиболее четко сформулирован И.Г. Шаповаловой [1974, 1979].

Подобная, в общем тривиальная стратиграфическая процедура всегда ставит вопрос о влиянии фациальных, экологических и прочих абиотических факторов на смену ассоциаций органических остатков в конкретных разрезах. В нашем случае этот вопрос приобретает особую остроту, так как строматолиты представляют собой не собственно органические остатки, а органо-седиментарные структуры, и смена их ассоциаций лишь в двух случаях происходит в монофациальной толще (нижне- и верхнеципандинская ассоциация) или в достаточно однородно построенном разрезе (лахандинская и игниканская ассоциации в Юдомо-Майском прогибе).

Изложенные материалы показывают, что в общей последовательности строматолитовых ассоциаций нашего региона выделяются рубежи двух различных рангов. Важнейшие рубежи отличаются качественным обновлением микроструктур и существенными изменениями состава морфологических групп, а менее важные определяются некоторыми вариациями микроструктур в пределах транзитных их типов и групп и частичным обновлением состава морфологических групп.

К числу важнейших рубежей принадлежит предсветлинский, предлахандинский и (несколько менее яркий) предьюдомский. Они расчленяют региональную строматолитовую последовательность на четыре комплекса, каждый из которых характеризует определенное стратиграфическое подразделение. Оговоренный выше принцип проведения стратиграфических границ выделяет эти подразделения в объеме следующих серий: 1) учурской, 2) аймчанской и керпильской, 3) лахандинской и 4) юдомской. Очень важно, что границы комплексов обнаруживают некоторую независимость от ранга разделяющих их историко-геологических событий. Так, предкерпильские события, как мы видели в главе V, по своему значению сильно превосходят предлахандинские. Тем не менее аймчанская и керпильская серии оказались в пределах одного комплекса, выделенного по строматолитам, а лахандинская серия — в составе другого.

Конкретные ассоциации, составляющие строматолитовые комплексы, обычно характеризуют более дробные стратиграфические подразделения. Их границы лишь в двух случаях определяются собственно палеонтологическими критериями — сменой смыкающихся в разрезе строматолитовых ассоциаций (нижне- и верхнеципандинской, а также лахандинской и игниканской). В прочих случаях последовательные ассоциации в разрезе не смыкаются и к обоснованию границ охарактеризованных ими стратиграфических подразделений приходится привлекать геологические критерии. Подобные подразделения наиболее отчетливы в аймчанско-керпыльских и лахандинских толщах. В менее насыщенной строматолитами юдомской серии они обосновываются лишь вариациями состава единой ассоциации, а в учурской, несмотря на обилие строматолитов, вообще не выделяются: почти все присутствующие здесь таксоны проходят от подошвы серии до кровли.

Стратиграфические подразделения, охарактеризованные конкретными ассоциациями строматолитов, по объему обычно соответствуют региональным свитам и даже превосходят их, как то имеет место для учурской, трехгорно-димской и светлинской ассоциаций. Поэтому строматолитовые критерии расчленения и корреляции в нашем регионе по своей разрешающей способности, как правило, не превосходят литостратиграфические, а в случаях только что названных ассоциаций уступают им. Тем не менее именно эти критерии сыграли важную роль в решении ряда существенных вопросов региональной стратиграфии: в доказательстве доаймчанского возраста эннинской свиты, в расчленении нерюенских и игниканских отложений по всему региону, в выяснении соотношений трехгорно-димских и собственно учурских толщ, в корреляции северных и южных разрезов светлинской свиты и, следовательно, в обосновании самостоятельности аймчанской серии.

Лишь три ассоциации нашего региона — нижне- и верхнеципандинская, а также дифференцированная по составу игниканская — обладают большей разрешающей способностью и обеспечивают выделение и внутрирегиональную корреляцию единиц, подчиненных региональным свитам. Эти единицы, как мы видели выше, являются диахронными, скользящими во времени, а в части ципандинской свиты — и изменчивыми по объему. Однако соблюдение относительной последовательности рассматриваемых единиц по всему региону позволяет с известными оговорками опираться на них при региональных стратиграфических построениях. Данных для суждения о синхронности или диахронности остальных строматолитовых ассоциаций нашего региона нет: они разобщены бесстроматолитовыми породами или поверхностями несогласий, которые и определяют пределы их вертикального распространения.

Сделанные выше экскурсии в иные области распространения представителей учурмайских строматолитов в некоторых случаях помогли отделить региональные особенности вертикального распространения таксонов от более универсальных, отвечающих пределам их существования. Так, мы выяснили, что внезапное появление в лахандинской ассоциации множества присущих ей форм конофитонов и якутофитонов, отсутствие светлиелл в послеаймчанских отложениях, конофитонов и якутофитонов в учурских, а якутофитонов в керпыльских — это региональные особенности строматолитовой последовательности. Вместе с тем оказалось, что проникновение некоторых строматолитов в неблагоприятные для них фации нашего региона (*Appia tropicalis* — в тоттинские, а *Tinnia ratomica* — в кандыкские терригенные толщи) существенно не меняет их возрастную приуроченность, наблюдаемую в иных фациальных обстановках других регионов. Подробнее к этому вопросу мы вернемся в двух последующих главах.

Внутрирегиональные корреляционные возможности рассмотренных ассоциаций варьируют в зависимости от их ареала и возрастного диапазона. Среди латерально широко развитых ассоциаций наименее ценна для такой корреляции учурская, допускающая прослеживание только учурской серии в целом, а наибольший интерес представляют две ципандинские и игниканская ассоциации, обеспечивающие трассирование единиц, подчиненных региональным литостратиграфическим подразделениям.

Использование юдомской ассоциации или отдельных ее частей для стратиграфических сопоставлений затруднено тем, что большинство ее членов приурочено к определенным, пространственно обособленным фаціальным комплексам пород.

Интересно сравнить рассмотренные рубежи региональной строматолитовой последовательности с границами, определяемыми микрофитолитами и микрофоссилиями. Среди микрофитоцитов ни одна из форм богатого и весьма представительного нижнерифейского их набора, присутствующего в учурской серии (см. табл. 3), не поднимается в аймчанские отложения. Правда, микрофитоциты здесь вообще очень редки и с точностью до формы определены лишь *Osagia columnata* Reitl. [Журавлева, 1977а] и *Os. lamellata* Kor. Тем не менее с некоторыми оговорками мы можем фиксировать резкие различия микрофитоцитовой характеристики названных серий, не забывая о влиянии фаціальных причин на микрофитоцитовую характеристику аймчанских отложений.

Особенности распределения микрофитоцитов в вышележащих сериях — почти полное их отсутствие в керпильских и уйских отложениях и богатство в лахандинских и юдомских, — несомненно, отражают местные особенности разреза. Более важно с рассматриваемой точки зрения поведение микрофитоцитов внутри лахандинской и юдомской серий. При переходе от нерюенской свиты к игниканской происходит существенное обогащение систематического состава их наборов, сопровождаемое исчезновением отдельных форм (см. главу III; [Нарожных, 1965; Забродин, 1967; Журавлева, 1977а; Якшин, 1978]). Мнения специалистов о значении и возможности межрегионального трассирования этого рубежа расходятся, но само его существование несомненно. Однако если мы вспомним, что основная масса игниканских микрофитоцитов приурочена к Майской впадине с ее особым типом строения данной свиты, то станет несомненным и значение фаціальных причин в создании упомянутого рубежа.

Ни одна форма из всего богатейшего набора игниканских микрофитоцитов не преодолела фаціальный барьер, отделяющий данную свиту от уйской серии. В последней известны только *Nubecularites uniformis* Z. Jhur. и *Vesicularites concertus* Z. Zhur. [Журавлева, 1977а; Колосов, 1979], присутствующие в нижнекандыкских доломитах.

Богатый юдомский комплекс онколитов и катаграфий, включающий более 25 форм, распадается на три набора: 1) аймский; 2) присутствующий в большей части устьюдомской свиты; 3) установленный в ее верхней части в алданских разрезах [Нарожных, 1967; Розанов и др., 1969; Семихатов и др., 1970; Журавлева, 1977б; Якшин, 1979в]. Основная масса этих микрофитоцитов приурочена к разрезам среднемайского и алданского типов.

Таким образом, микрофитоциты в учуро-майском рифее развиты значительно уже строматолитов и в своем появлении обнаруживают более тесную зависимость от фаций, а в сохранности — от вторичных изменений пород. В тех случаях, когда имеющиеся материалы позволяют говорить о смене микрофитоцитовых ассоциаций, она по положению совпадает с изменениями строматолитовых сообществ, однако корреляционное значение тех и других в некоторых случаях оказывается различным.

Достоверные данные по микрофитофоссилиям учуро-майского рифея начали накапливаться только недавно и касаются лишь послеаймчанской части разреза [Рудаевская, Фролов, 1974; Тимофеев и др., 1976; Хоментовский, Пятилетов, 1978; Волкова и др., 1980; Волкова, 1981; Герман, 1981]. На фоне некоторых вариаций состава микрофоссилий по отдельным свитам в разрезе четко выделяются два уже знакомых нам биостратиграфических рубежа. Первый из них определяется появлением в нижнелахандинских (кумахинских) отложениях разнообразных, в том числе шиповатых, сфероморфид, фикомицет и метафита, а второй — сменой состава акритарх в основании юдомской серии, где появляются некоторые таксоны, характерные для венда и даже для нижней части нижнего кембрия Русской платформы. Ряд форм, считавшихся нижнекембрийскими, известен и в уйской свите [Волкова, 1981], но последние материалы Т.В. Янкаускаса показали, что они могут встречаться и в рифее на Урале и в других регионах [Стратотип рифея . . . , 1982].

Таким образом, строматолиты разделяют учуро-майский рифей на различные тела, охарактеризованные неповторимыми сочетаниями групп и форм, и позволяют распознать менее значительные и более важные рубежи в региональной последовательности. Главными из этих рубежей являются преаимчанский, предлахандинский и предъюдомский.

## ГЛАВА VI

### УЧУРО-МАЙСКИЙ РАЗРЕЗ В СИСТЕМЕ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ РИФЕЯ СИБИРИ

В данной главе мы выйдем за рамки описанного региона и рассмотрим сопоставления опорных разрезов рифея Сибири и ту роль, которую в этих сопоставлениях играют учуро-майский гипостратотип и его строматолиты.

#### СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ

Среди множества верхнепротерозойских разрезов Сибири для наших целей важны лишь те, которые полны стратиграфически, хорошо изучены и представительно охарактеризованы строматолитами. Отвечающие этим требованиям разрезы располагаются в пределах Сибирской платформы, ее складчатого обрамления и срединных массивов Северо-Востока СССР. По особенностям строения и составу строматолитов они распадаются на три типа — среднесибирский, северосибирский и южносибирский [Semikhatov, 1980]. Первый тип объединяет разрезы Учуро-Майского региона, Северо-Востока СССР, Туруханского района и Енисейского края, второй — разрезы Анабарского массива, Оленекского, Уджинского и Хараулахского поднятий, а третий — Байкало-Патомского и Северо-Байкальского нагорий, Прибайкалья и Присянья. Обсуждение их корреляций и соответствующая библиография содержатся в ряде работ [Хоментовский и др., 1972, 1977; Дольник, Воронцова, 1974; Семихатов, 1974; Хоментовский, 1975, 1976, 1978; Комар, Работнов, 1976; Шпунт и др., 1976, 1979; Шаповалова, Крылов, 1978; Семихатов и др., 1979; Литология..., 1980; и др.].

#### СРЕДНЕСИБИРСКИЙ ТИП РАЗРЕЗОВ

Этот тип представляет наибольший интерес, так как вмещает учуро-майский гипостратотип рифея и распространен шире других. Входящие в него разрезы обладают единой крупной ритмичностью и значительным сходством последовательности напластования. Поэтому при их сопоставлениях можно успешно использовать историко-геологические критерии. В корреляции учуро-майского, туруханского и енисейского разрезов они дополняются радиогеохронологическими, а в корреляции средних и отчасти верхних горизонтов всех представителей данного типа, кроме того, палеонтологическими критериями.

Среди среднесибирских разрезов стратиграфически наиболее полным является учуро-майский. Аналоги нижнерифейской учурской серии, возможно, появляются только на Енисейском крае, где теряются в монотонных сланцевых толщах основания сухопитской серии, начинающей рифейский разрез этого региона [Постельников, 1980]. Более уверенно, исходя из стратиграфического положения и К-Аг датировок глауконита, можно говорить, что удерейская свита сухопитской серии отвечает какой-то части аимчанских отложений (рис. 46).

Более молодые отложения, эквивалентные керпильской серии, в отличие от нижележащих развиты во всех рассматриваемых регионах. Они образуют крупный трансгрессивный комплекс, строение которого очень мало меняется от региона к региону. На Северо-Востоке СССР он залегает в основании рифейского осадочного чехла и, как и в

Учуро-Майском регионе, довольно тесно связан с вышележащими отложениями, а на Енисейском кряже, напротив, более ясно ограничен сверху.

Среди строматолитов керпильской серии на межрегиональную корреляцию "работают" только представители верхнеципандинской ассоциации. Вне типовых разрезов они известны в Туруханском районе и на Северо-Востоке СССР. Это *Parmites aimicus* (Nuzhn.) из основания дорибинской свиты Охотского поднятия и из соответствующих горизонтов заросшинской свиты Омолонского массива и *Malginella zipandica* Kom., найденная в савельевской свите Приколымского поднятия [Комар, Работнов, 1976], а также в сухотунгусинской свите Туруханского района [Комар, 1973], где ей сопутствуют *Baicalia prima* Semikh. и *Tungussia nodosa* Semikh. [Семихатов, 1962], а также некоторые эндемики.

На Енисейском кряже аналоги керпильской серии – свиты погорюйская, карточки и аладынская, завершающие сухопитскую серию, – не содержат строматолитов, но их корреляция, отраженная на рис. 46, ясно вытекает из историко-геологических и радиологических данных. Среди последних наиболее важны изохронные U-Pb датировки цирконов из гранито-гнейсов тейской комплекса, сформированного на рубеже сухопитской и вышележащей тунгусинской серий [Геохронология..., 1968; Постельников, 1980]. По новым данным М.И. Волобуева, С.И. Зыкова и Н.И. Ступниковой [1976], они равны 1080(1100) млн. лет (график Гаутерманса); ранее те же исследователи приводили несколько меньшие их значения ( $930 \pm 70$  млн. лет). Учитывая все имеющиеся датировки, можно утверждать, что формирование отложений верхнесухопитско-керпильского уровня завершилось 1050–1100 млн. лет назад. Из этого, в частности, следует, что по крайней мере часть K-Ar определений тоттинских глауконитов несколько омоложена. Впрочем, тот же вывод можно сделать и на основании собственных учуро-майских датировок (см. рис. 46).

Лахандинская серия и ее аналоги во всех среднесибирских разрезах также образуют крупный осадочный ритм. Хотя состав и степень обособленности этого ритма варьируют по латерали, а местами он распадается на более мелкие региональные ритмы, именно в нем из района в район прослеживаются сходные ассоциации строматолитов, имеющие большое корреляционное значение. Смена этих ассоциаций долгое время рассматривалась как обоснование границы среднего и верхнего рифея в сибирской; палеонтологической, ее модели (обсуждение см.: [Крылов, 1979; Семихатов и др., 1979; Шенфиль, 1979а, б]). Главные члены лахандинской (нерюенской) ассоциации в сопровождении некоторых местных форм присутствуют в деревнинской и буровой свитах Туруханского района и в джурской свите Енисейского кряжа. В Туруханском районе это *Baicalia lacera* Semikh., *B. rara* Semikh., *Conophyton meluta* Kir., *Con. lituum* Masl., *Jacutophyton cognatum* Schap., *Tungussia nodosa* Semikh., *Gymnosolen* (?) *tungussicus* Schenf., *Colonnella* sp., а на кряже – *Baicalia lacera* Semikh., *B. unca* Semikh., *Conophyton cylindricum* Masl., *Jacutophyton multiforme* Schap., *Tungussia nodosa* Semikh., *Colonnella* sp., *Inzeria tjomusi* Kryl. [Семихатов, 1962; Крылов, Шаповалова, 1970б; Карпинский, Шенфиль, 1978]. На Северо-Востоке СССР на нерюенском уровне преобладают терригенные породы, и только на Приколымском поднятии появляются карбонаты, в налучинской своей части содержащие *Baicalia* sp., *Conophyton cylindricum* Masl. и *Con. metula* Kir. [Литология..., 1980].

Аналоги верхней, игниканской части лахандинской серии имеют выдержанный карбонатный состав. На Северо-Востоке СССР они содержат *Inzeria tjomusi* Kryl. и *Baicalia maica* Nuzhn., которые прослеживаются на Охотском, Омолонском, Тайгоносском массивах и (только первая форма) на Приколымском поднятии и иногда рассматриваются как основа для выделения здесь игниканского горизонта [Комар, Работнов, 1976; Литология..., 1980]. Ведущие члены игниканской ассоциации в сопровождении некоторых других таксонов известны и в западных разрезах среднесибирского типа. В Туруханском районе это *Inzeria* (?) *confragosa* (Semikh.), *Minjaria uralica* Kryl., *Gymnosolen* sp. из шорихинской свиты и *Inzeria tjomusi* Kryl., *In. nimbifera* (Semikh.) из туруханской, а на Енисейском кряже – *In. (?) confragosa* (Semikh.), *In. nimbifera* (Se-

Возраст	Енисейский край		Туруханский район	Учуро-Майский гипостратотип	Озотский массив
Нижний кембрий	Ледяная	Уольская	Платоновская	Пестроцветная 510-590	Марецкая (150-200)
	Чалская (до 4500)	Островная (200-270)		Юдовская	
Юловый	620	Тасеевская (220-4000)	(200-450)	600 Устьюдовская	Марецкая (150-200)
	660			Аимская 630 $639 \pm 20$	
Верхний рифей	700	Ослянская (до 500)		670 $690$ Устькырбинская (200-1500)	Сибезанская (до 300)
	Чингасанская (до 3200)			Кандыкская 760 700 (200-4000)	
	Тунгусская	Первопарамская (до 200)	Лахандинская	890 $\pm 40$ Игнйканская 870 (150-330)	Дарбинская (100-115)
	Дадыктинская 820 (600-1000)	Миродевинская (170-230)		920-970 Нерюенская 780-960 930 (200-700)	
	Серво ключи (500-850)	Шаржинская (430-480)	Керпильская	Ципандинская [980] (200-420)	Уотакская (280-530)
	Шунтарская [870] (500-1000)	890-920; 780-830 буровой (280-760)		Малгиская (50-440)	
	Потаскуйская (350-1000)	Деревнинская 800-865; 860-870 783-770		970 1020 Тоттинская 1000-1100 1140 1170 (450-1500)	
	Аладвинская (200-400)	Сухотунгусинская (670-800)		Светлинская (180-600)	
Средний рифей	1080 $\pm 40$ Карточка (100-350)	Линок (290-310)	Аимчанская	Талынская 1210-1230 (60-1100)	
	Погорюйская 1100 1080 (до 1000)	Безыменная 600-915 850-970 (до 650)		Зининская (до 450)	
	990-980 Удерецкая [1210-1240] (до 2000)		Учурская	Омаэтинская 1360 (50-450)	
	Горбилковская 1180 (до 1500)			Гонанская 1450-1500 1450-1520 (30-550)	
Нижний рифей	Кординская (до 2500)			Улканская 1450-1900 1810 1690	
	1320			1720 $\pm 100$	
Дарвинские образования	Тейская				

mikh.), *Minjaria uralica* Kryl., *Baicalia unca* Semikh., *Tungussia nodosa* Semikh., *T. confusa* Semikh. из свит Серого ключа и дадыктинской [Семихатов, 1962; Комар, 1973].

Изложенные данные показывают, что аимчанская, керпильская и лахандинская история Средней Сибири и Северо-Востока СССР характеризовалась латеральной экспансией строматолитов и тенденцией к унификации состава их одновозрастных ассо-

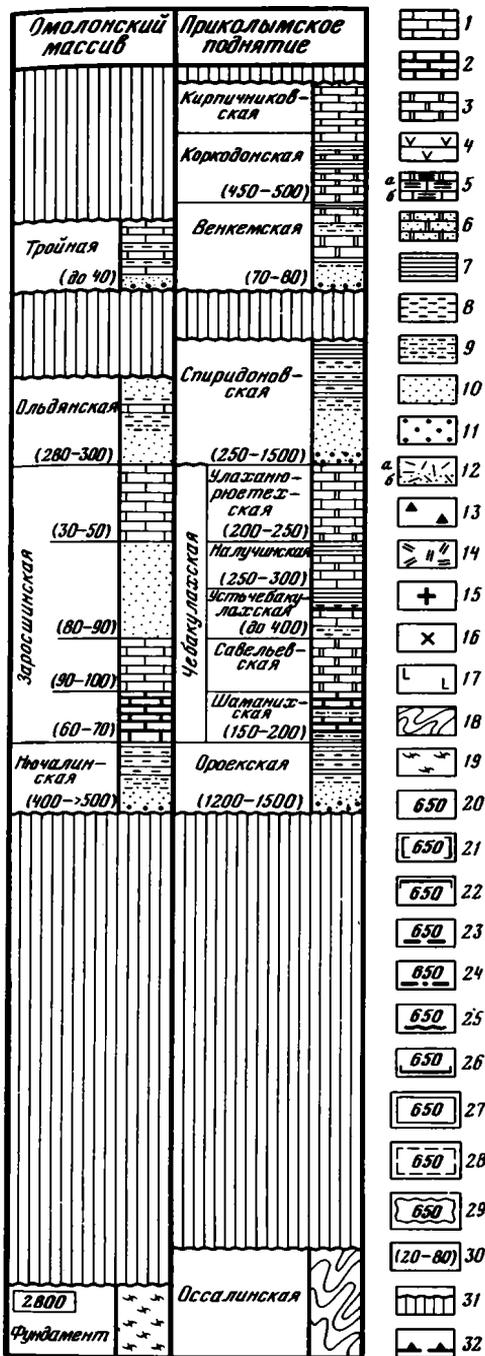


Рис. 46. Сопоставление рифейских отложений в разрезе среднесибирского типа

Условные обозначения к рис. 46 и 47

1-14 - преобладающие типы пород: 1 - известняки, 2 - водорослево-слоистые пестроцветные известняки, 3 - доломиты, 4 - гипсы, 5 - чередование аргиллитов с доломитами (а) и известняками (б), 6 - песчаные доломиты, 7 - аргиллиты, глинистые сланцы, 8 - алевролиты, 9 - чередование алевролитов и песчаников, 10 - песчаники, 11 - гравелиты, конгломераты, 12 - основные вулканы (а) и пирокласты (б), 13 - тиллоиды, 14 - наземные кислые вулканы и песчаники; 15-17 - интрузивные образования: 15 - кислые, 16 - ультраосновные щелочные, 17 - основные; 18 - метасадки; 19 - гнейсы, гранито-гнейсы; 20-29 - изотопный возраст: 20-25 - K-Ar метод (20 - по глаукониту, 21 - по глаукониту из аналогов данной толщи, 22 - по слодам кристаллических пород, 23 - по валовым пробам глинистых пород, 24 - по валовым пробам магматических пород, 25 - по гидросадкам), 26, 27 - U-Pb метод (26 - по циркону или гатчетолиту, 27 - по циркону, изохронный), 28 - Pb-изохронный по доломитам, график с конкордией, 29 - Rb-Sr-изохронный по глинистым породам; 30 - мощность, м; 31 - размыв и отсутствие отложений; 32 - нижняя граница вскрытой части разреза

циаций из разных регионов. Эти явления протекали на фоне многостадийной морской трансгрессии [Келлер и др., 1968; Семихатов, 1974]. Последняя на рубеже уйского этапа прервалась восходящими движениями, которые на Енисейском кряже сопровождались складчатостью и становлением формации гранитных батолитов, приуроченной к границе тунгусикских и последующих отложений. Изохронный U-Pb возраст цирконов этих гранитоидов -  $850 \pm 50$  млн. лет [Волобуев и др., 1976]. Он согласуется с возрастом границы лахандинской и уйской серий.

Отложения, отвечающие уйской серии, в разрезе рассматриваемого типа представлены главным образом терригенными толщами ограниченного распространения. Их межрегиональная корреляция осложняется практически полным отсутствием строматолитов, противоречивой трактовкой возрастного значения присутствующих здесь микрофитоидов [Журавлева, 1977а, б; Яшкин, 1978] и недостатком радиологических данных. Наиболее дискуссионен вопрос об аналогах уйской серии на Енисейском кряже. Вариант сопоставлений,

отраженный на рис. 46, последовательно отстаивался В.В. Хоментовским с соавторами [1972, 1977; Хоментовский, 1976] и недавно получил подтверждение в результате уточнения стратиграфической приуроченности некоторых датировок глауконита на севере региона [Хоментовский, 1978]. Таким образом, вероятные эквиваленты уйских отложений на Енисейском кряже обнимают два трансгрессивных комплекса осадков. Нижний из них предваряется гранитоидами с изохронным

U-Pb возрастом 850 млн. лет и отвечает одновозрастным [Хоментовский и др., 1972; Семихатов, 1974; Постельников, 1980] осланской и чингасанской сериям, а верхний объединяет тасеевскую и ее аналоги. Возраст разделяющей их границы, вероятно, близок к 700 млн лет. В Туруханском районе аналогов уйской серии нет, а на Северо-Востоке СССР они представлены терригенной толщей, тесно связанной с осадками игниканского возраста и несогласно перекрытой юдомскими [Комар, Работнов, 1976].

Изложенное выше о возрасте тасеевской серии Енисейского кряжа приводит к выводу, что эквиваленты юдомской серии исчерпываются здесь островной свитой на юге и верхненемчанской подсвитой на севере [Хоментовский и др., 1972, 1977; Хоментовский, 1976, 1978] и не включают в себя более древние толщи, как думали многие геологи [Семихатов, 1974; Журавлева, 1977; Постельников, 1980]. В прочих разрезах среднесибирского типа выделение отложений юдомского возраста не вызывает трудностей и опирается на представительные наборы микрофитоцитов IV комплекса, на присутствие строматолитов *Paniscoelia emergens* Kom., *Colleniella singularia* Kom., *Gongylina nodulosa* Kom. (Приколымское поднятие), *G. nodulosa* и *Linella* (?) *simica* Kryl. (Охотский массив) и на стратиграфическое положение толщ под фаунистически охарактеризованным нижним кембрием [Комар, Работнов, 1976; Семихатов и др., 1979].

#### СЕВЕРОСИБИРСКИЙ ТИП РАЗРЕЗОВ

Рифейские отложения этого типа отличаются изменчивостью средних горизонтов, лежащих между хорошо выдержанным по составу нижним рифеем и в общем однородным трансгрессивным комплексом юдомия. Типичная для среднесибирских разрезов крупная ритмичность ясно выражена здесь только на Оленекском поднятии. Корреляция нижнего рифея и юдомия на севере Сибири поэтому опирается на совместное использование литостратиграфических, палеонтологических (строматолиты, микрофитоциты) и радиологических данных, а сопоставление средних горизонтов разреза — на многочисленные изотопные датировки и отчасти на региональную последовательность строматолитов, представленных главным образом северосибирскими эндемиками.

Совокупность перечисленных криогериев обеспечивает однозначную корреляцию нижнерифейских отложений различных регионов Северной Сибири (рис. 47). В верхней, карбонатной толще этих отложений на Анабарском массиве и на Оленекском поднятии (в котуйканской и кютингинской свитах) выделяются две последовательные ассоциации строматолитов. Основу первой составляют присутствующие в обоих районах *Kussiella kussiensis* Kryl., *K. vitata* Kom., *Colonnella discreta* Kom., *Iliella kotuicanica* Kryl. В нижнекутунгинских отложениях их сопровождают *Stratifera perticosa* Gol., *Nucleella fibrosa* Kom., *Conophyton garganicum* Kor., *Jacutophyton divulgatum* Schap., а в нижнекотуйканских — *Stratifera flexurata* Kom., *Colonnella laminata* Kom., *Kussiella aequusa* Gol., *Conophyton cylindricum* Masl. и ряд эндемиков. Межрегиональными членами второй (верхнекотуйканско-верхнекутунгинской) ассоциации являются *Gongylina differentiata* Kom., *Stratifera undata* Kom., *Stratifera flexurata* Kom., которым на Оленекском поднятии сопутствует *Nucleella fibrosa* Kom., а на Анабаре — *N. figurata* Kom., *Stratifera perticosa* Gol., *Microstylus perplexus* Kom. и учуро-майская *Omachtenia omachtensis* Nuzhn. [Комар, 1966; Голованов, 1970; Шаловалова, Крылов, 1978; Шпунт и др., 1979]. На Уджинском поднятии представители этих двух ассоциаций (*Kussiella kussiensis*, *Colonnella discreta* и *Gongylina* cf. *differentiata* [Шпунт и др., 1976]) встречаются совместно и, вероятно, на верхнекотуйканском уровне.

В основании послекутунгинских отложений Оленекского поднятия залегает карбонатно-терригенная арымасская свита. Набор ее строматолитов беден: *Baicalia minuta* Kom., *B. sp.*, *Conophyton lituum* Masl., *Jacutophyton multiforme* Schap. [Комар, 1966; Шпунт и др., 1979]. Бедностью систематического состава отличаются и строматолиты нижней части (80–82 м) нижнеюсмастахской подсвиты Анабарского массива, сложенной доломитами. Здесь известны только общая с арымасской свитой *Baicalia minuta*, имеющие широкий диапазон распространения *Conophyton meluta* Kir. и *Con.*

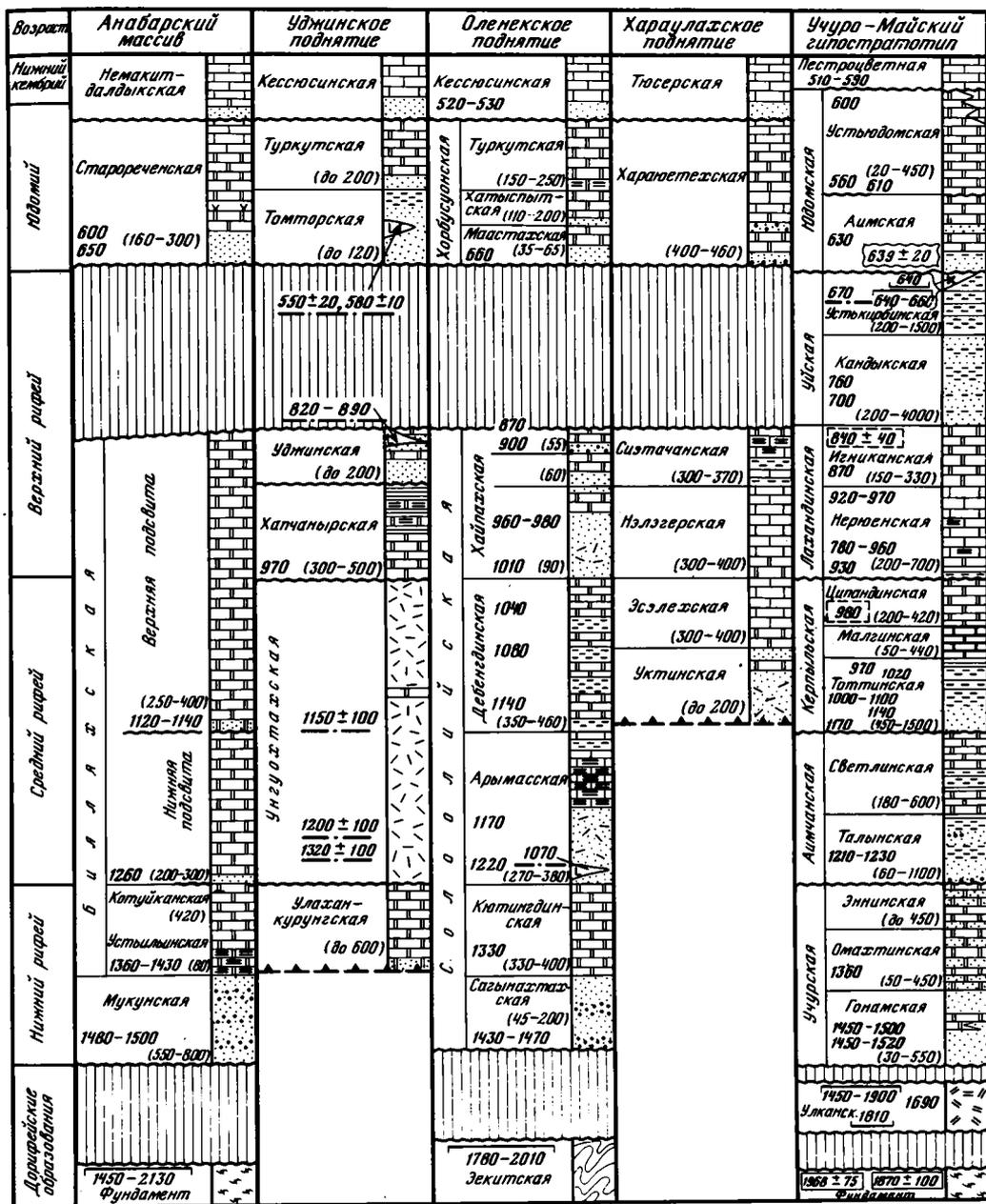


Рис. 47. Сопоставление рифейских отложений в разрезах северосибирского типа  
Условные обозначения см. на рис. 46

garganicum Kor. и эндемичная *Sacculia tegumentuma* Gol. Выше в обоих сравниваемых разрезах, в верхней части нижнеюмастахской подсвиты Анабарского массива и в дебенгдинской свите Оленекского поднятия, следуют гораздо более богатые ассоциации строматолитов, которые содержат ряд общих таксонов, но лишены *Vaicalia minuta*.

Такое поведение строматолитов провоцирует на сопоставление арымасской свиты только с нижней частью нижнеюмастахской подсвиты, а дебенгдинской свиты — с верх-

ней частью последней, тем более что богатство и бедность упомянутых ассоциаций и сама их смена стоят вне прямой связи с составом вмещающих толщ и его изменениями. Если на Оленекском поднятии эта смена совпадает с литостратиграфической границей и поверхностью размыва, то на Анабарском массиве она происходит в пределах однородной доломитовой толщи; нижняя, бедная ассоциация с равным успехом наблюдается как в монотонных нижнеюсмастахских доломитах, так и в прослоях и линзах известняков среди терригенных пород арымасской свиты.

Упомянутым сопоставлениям, однако, противоречат имеющиеся датировки глауконита и положение поверхностей размыва в смежных регионах. Эти данные традиционно используются для сопоставления арымасской свиты со всем объемом нижнеюсмастахских отложений в его современном понимании, а дебенгдинской свиты — с низами верхнеюсмастахских толщ (см. рис. 47). Если такие сопоставления верны, то здесь мы встречаемся с возрастным скольжением нескольких таксонов строматолитов. Общими для верхней части нижнеюсмастахской подсвиты и для более молодой дебенгдинской свиты являются *Anabaria radialis* Kom., *A. divirgens* Kom., *Stratifera nekulachica* Gol., не выходящие за пределы только что названных подразделений, а также *Conophyton gargaricum* Kor., *Con. lituum* Masl., *Con. metula* Kir., *Jacutophyton cognitum* Schap., имеющие широкое горизонтальное и вертикальное распространение. В дебенгдинской свите вместе с ними, помимо редких эндемиков, известны *Jac. divulgatum* Schap., *Jac. multiforme.*, *Baicalia* sp., *Gongylina zonata* Kom., а в верхней части и *Malginella zipandica* Kom., тогда как в нижнеюсмастахских отложениях им сопутствуют *Omachtenia omachtensis* Nuzhn., *Gongylina differentiata* Kom. и ряд местных форм — *Parmites tumulus* Gol., *Tenupalussella bracteata* Gol. и др. [Комар, 1966; Голованов, 1970; Шпунт и др., 1979]. На восточном склоне Анабарского массива вместе с двумя последними формами И.Г. Шаповаловой и И.Н. Крыловым найдены светлиеллы, ныне определяемые как *Svetliella cf. venusta* Schap. и *Sv. sp.*; такое сонахождение делает их членами нижнеюсмастахской ассоциации.

Стратиграфические эквиваленты дебенгдинской свиты на Анабаре входят в состав нижней части верхнеюсмастахской подсвиты, представленной однообразными доломитами. Набор строматолитов этих горизонтов очень беден. Кроме нескольких местных пластовых форм, отсюда известны только *Colonnella cormosa* Kom., образующая маркирующий пласт вблизи основания подсвиты, редкие *Microstylus perticus* Gol., а на восточном склоне массива и *Arpia topicalis* Schap. Та же *A. topicalis* появляется в единичном карбонатном пласте в верхней части преимущественно вулканогенной унгуохтахской свиты Уджинского поднятия [Шпунт и др., 1976].

Систематически бедны строматолиты и в вероятных аналогах дебенгдинской свиты на Хараулахском поднятии. Это *Jacutophyton* sp. и *Baicalia cf. minuta* Kom. из уктинской свиты и *Baicalia minuta* Kom., *Jacutophyton ramosum* Schap., *Conophyton cylindricum* Masl., *Con. cf. cylindricum* Masl. и *Colonnella cormosa* Kom. из эсслехской [Комар, 1966; Шпунт и др., 1979].

Вышележащие отложения севера Сибири — нижняя подсвита хайпахской свиты и ее аналоги — не богаты строматолитами или (нэлэгерская свита Хараулаха) вовсе лишены их. В нижнехайпахские отложения, согласно налегающие на дебенгдинские, из всего широкого набора дебенгдинских форм поднимаются только названные выше формы конофитонов и якутофитов, кроме *Jacutophyton divulgatum*. Сопоставимые горизонты верхнеюсмастахских доломитов заключают лишь несколько неизвестных в других местах стратифер, а хапчаньрская свита Уджинского поднятия — *Conophyton gargaricum* Kor., *Jacutophyton divulgatum* Schap. и *Baicalia* sp.

Наиболее молодые горизонты рассматриваемого комплекса отложений, сверху ограниченные предъюдомским несогласием, содержат иной набор строматолитов. На Оленекском поднятии к этим горизонтам относятся средняя и верхняя подсвиты хайпахской свиты. Средняя подсвита заключает *Inzeria tjomusi* Kryl. и *Jurusania cylindrica* Kryl., а верхняя — *Gymnosolen furcatus* Kom., *Voxonia vera* Schap. и (у кровли) *Kotuicania torulosa* Kom. Видимо, именно к верхней подсвите относится глауконит

с К-Аг возрастом 920 млн. лет [Комар, 1966; Шпунт и др., 1979]. На Анабарском массиве в верхних горизонтах верхнеюсмастахских доломитов появляются *Inzeria variusata* Gol., *Gymnosolen furcatus* Kom., *Kotuicania torulosa* Kom., *Stratifera pseudocolumnata* Kom., *Nucleella inconformis* Kom., которым сопутствуют поднимающиеся снизу *N. cortinata* Kom. и *Gondylina diferenciata* Kom. Наличие общих форм у двух только что перечисленных ассоциаций и резкие отличия этих последних от нижележащих служат обоснованием корреляции вмещающих отложений [Комар, 1966; Шаповалова, Крылов, 1978], а датировки глауконита хайпахской свиты свидетельствуют, что здесь мы имеем дело с довольно низкими горизонтами верхнего рифея.

Аналогичная ситуация наблюдается на Уджинском поднятии. В уджинской свите, в ее нижней части, указываются *Inzeria tjomusi* Kryl. и *Jurusania cf. cylindrica* Kryl., а выше — *Gymnosolen ramsayi* Steinm. [Шпунт и др., 1976]. Состав строматолитов и К-Аг датировки прорывающих даек определяют сопоставление уджинской свиты с двумя верхними подсвитами хайпахской свиты (см. рис. 47).

Трансгрессивный комплекс осадков, завершающий верхний докембрий севера Сибири, построен во всех сравниваемых разрезах очень сходно. Он распадается, грубо говоря, на две части: существенно доломитовую нижнюю (хорбусуонкская серия Оленекского поднятия и ее аналоги) и отделенную размывом незначительную по мощности терригенную или терригенно-карбонатную верхнюю (низы немакит-далдынской свиты и ее эквивалентов), которая вверх постепенно сменяется фаунистически охарактеризованным кембрием. Упомянутая доломитовая толща содержит богатый набор юдомских микрофитолитов [Журавлева, 1964; Мильштейн, 1970; Шпунт и др., 1976, 1979], на Оленекском поднятии и на Анабарском массиве и богатую ассоциацию строматолитов: *Paniscollenia emergens* Kom., *Colloniella singularis* Kom., *Boxonia grumulosa* Kom., *Stratifera irregularia* Kom., а в хорбусуонской серии и *Jurusania (?) judomica* Kom. et Semikh. [Комар, 1966; Семихатов и др., 1970]; первая и третья из названных форм известны также в хараютехской свите Хараулаха. Важно подчеркнуть, что в хатыспытской свите хорбусуонской серии содержится богатый набор вендо-эдиакарских бескелетных метазоа, недавно открытый здесь Б.С. Соколовым и М.А. Федонкиным.

Корреляция северосибирского рифея со среднесибирским в разных частях разреза опирается на разные критерии. Сопоставления мукунско-котуйканских толщ и их северных аналогов с учурской серией Учуро-Майского региона основаны на сходстве их строматолитовых ассоциаций, совпадении изотопных датировок глауконита, наличии представительного нижнерифейского комплекса микрофитолитов и на подобии последовательности напластования. В увязке отложений арымасского и дебенгдинского уровней соответственно с аймчанской и керпильской сериями Средней Сибири главная роль принадлежит изотопным датировкам, анализу общей крупной ритмичности разрезов и стратиграфического положения толщ. Строматолитовые ассоциации в этом интервале сравниваемых разрезов, как мы знаем, резко различаются между собой и только на дебенгдинско-керпильском уровне содержат две общие формы — *Appica topicalis* и *Malginella zipandica*, которые там и здесь, судя по К-Аг датировкам, сохраняют свое возрастное положение. Возраст нижней границы увязанных таким образом аймчанско-керпильских отложений и их аналогов на основании К-Аг данных оценивается в  $1350(1380) \pm 50$  млн. лет (см. рис. 47).

В корреляции хайпахских отложений и их северных аналогов со среднесибирскими, помимо изотопных датировок и анализа крупной ритмичности разреза, в игру вступают строматолиты. На сходных уровнях в обоих типах разрезов появляются *Inzeria tjomusi* и *Jurusania cylindrica* без сопровождения более древних таксонов, а ниже в массовом количестве развиты одинаковые формы конофитонов и якутофитонов. Применение всех указанных критериев приводит к сопоставлению хайпахского уровня Северной Сибири с лахандинским и к выводу об отсутствии аналогов уйской серии в северных разрезах.

Привлечь микрофитолиты к обоснованию рассматриваемых построений нельзя, так как на аймчанско-керпильском уровне в Средней Сибири их практически нет,

а присутствующие в лахандинской серии по составу резко отличаются от развитых на сопоставимых уровнях на севере [Журавлева, 1964, 1977а; Мильштейн, 1970; Якшин, 1978, 1979а].

Корреляция наиболее высоких горизонтов докембрия Северной и Средней Сибири, отраженная на рис. 47, опирается на большую близость их строматолитовой и микрофитолитовой характеристик, на появление представителей вендо-эдиакарской фауны, на сходство состава толщ и их положение относительно кембрия.

Рассмотренные сопоставления северосибирских разрезов со среднесибирскими уже обсуждались в печати [Семихатов, 1973, 1974; Хоментовский, 1978; Семихатов и др., 1979], и именно они были приняты в унифицированных стратиграфических схемах Сибири (1979 г.). Выше мы видели, какую роль в обосновании этих сопоставлений играет увязка оленекского разреза с наиболее полным представителем среднесибирских разрезов — с учуро-майским.

#### ЮЖНОСИБИРСКИЙ ТИП РАЗРЕЗОВ

Рифейские отложения Южной Сибири изменчивы по составу и стратиграфическому объему и содержат лишь систематически бедные, преимущественно эндемичные ассоциации строматолитов. Эти обстоятельства и почти полное отсутствие изотопных датировок южносибирского рифея порождают большие трудности его корреляции.

Вопрос об объеме нижнерифейских отложений в Южной Сибири осложнился из-за дискуссии о возрасте (нижний рифей или афебий) тепторгинской серии Байкало-Патомского и чайской свиты Северо-Байкальского нагорья [Дольник, 1978; Лейтес, Федоровский, 1978] и из-за обоснованных сомнений в стратиграфической самостоятельности нерсинской свиты Присаянья, содержащей некоторые фитоциты, общие с учурской серией. Данные С.П. Кориковского и В.С. Федоровского [1980] позволяют считать доказанным дорифейский возраст тепторгинской серии.

Вышележащую часть рифея в Южной Сибири полнее всего представляет патомский комплекс Байкало-Патомского нагорья. В его основании несогласно на тепторгинской серии залегает баллаганакская, существенно терригенная серия, которая по флангам нагорья выклинивается или резко редуцируется. Верхняя, маринская ее свита включает редкие *Baicalia mariinica* Dol. и *Compactocollenia sarmensis* Kor. Вышележащая терригенно-карбонатная кадаликанская серия, по флангам нагорья выходящая на добаллаганакские образования, также бедна строматолитами. В средней ее части (баракунская свита) спорадически встречаются *Gongylinia uluntuica* Dol. и *Stratifera bagacunica* Dol., а в верхней (каланчевская свита) — *Str. sarmensis* Dol., *Baicalia hirta* Dol. и *B. valuchtensis* Dol. Лишь по восточной окраине нагорья, где в пределах кадаликанских отложений развивается несогласие и их верхняя часть срезает подстилающие осадки и переходит на фундамент, в этой трансгрессивной части (сеньская свита и ее аналоги) строматолиты становятся разнообразнее. Кроме южносибирских эндемиков (*B. mariinica* Dol., *B. reticulata* Dol. и др.), здесь проявляются *B. cf. rara* Semikh., *Conophyton metula* Kir., *Con. garganicum* Kor., *Parmites aimicus* (Nuzhn.), *Svetliella*, близкая к *Sv. venusta* Schap. [Дольник, 1979; Материалы IV коллоквиума по строматолитам].

Жуинская серия, согласно залегающая на кадаликанской, объединяет глинисто-карбонатные толщи николювской и ченчинской свит. В верхней из них описана широкая ассоциация строматолитов: *Inzeria tchentcha* Dol., *Inz. gigantea* Dol., *Patomia ossica* Kryl., *Katavia lenaica* Schenf., *Tinnia patomica* Dol., *T. tchaja* Dol., *T. punctata* Dol., *Lenia jaceutica* Dol. [Хоментовский и др., 1972; Дольник, Воронцова, 1974].

В кровле верхнего докембрия Байкало-Патомского нагорья залегают терригенно-карбонатные жербинские и карбонатные тинновско-нижнеохтуйские отложения. Первые содержат строматолиты *Dgerbia grumulosa* Dol. и глауконит с K-Ar возрастом 480(500) — 600(620) млн. лет, а вторые заключают *Paniscollenia emergens* Kom., *Voхonia knjasevi* Dol. и ряд узкоместных форм [Хоментовский и др., 1972; Дольник, Воронцова, 1974; Геохронология..., 1968].

В Прибайкалье и в Северо-Байкальском нагорье аналоги нижней части патомского комплекса отсутствуют или резко редуцированы. Несогласно на более древних породах здесь обычно лежит байкальская серия (голоуспенская, улунтуйская и качергатская свиты), корреляция которой с патомским комплексом дискуссионна [Хоментовский и др., 1972, 1977; Дольник, Воронцова, 1974; Семихатов и др., 1979]. По геологическим данным предбайкальская структурная перестройка более или менее равновероятно может сравниться с прекадаликанской или предсеньской (предкаланчевской по В.В. Хоментовскому) по периферии Байкало-Патомского нагорья. Данные по строматолитам говорят в пользу первой альтернативы. В голоуспенской свите встречены *Compactocollenia sarmensis* Kor., *C. tchajensis* Dol. и *Baicalia* aff. *marinica* Dol., в других разрезах не поднимающиеся на каланчевский уровень, а в улунтуйской свите, кроме эндемичных *B. baicalica* (Masl.), *Conophyton cadilnicum* Kor. и *Katavia molca* Schenf., присутствует типичная для каланчевской свиты *Baicalia valuchensis* Dol. В то же время голоуспенский набор микрофитолитов сходен не с малопредставительным нижекадаликанским, а с разнообразным каланчевским [Хоментовский и др., 1972; Якшин, 1978, 1979a]. Одновозрастность вышележащих жуинских и качергатских отложений доказываетя прямым прослеживанием и наличием в их кровле хорошо коррелируемых терригенно-карбонатных жербинско-нижнеохтуйских толщ Патомского нагорья, миньской и усатовской свит Северо-Байкальского нагорья, ушаковской, куртунской и хужирской свит Прибайкалья и их аналогов. Эти толщи в верхней части содержат юдомские микрофитолиты, а в прибайкальских разрезах – и строматолиты *Voxonia allachjunica* Kom. et Semikh., *B. knjasevi* Dol., *Colleniella singularis* Kom., *Columnaefacta minuta* Dol., *Jurusania sibirica* (Jak.), *J. (?) judomica* Kom. et Semikh. [Королюк, Сидоров, 1971; Дольник, Воронцова, 1974].

Присяянский рифей по строению отличен от прибайкальского, но два верхних его подразделения – устьтагульская свита и оселковая серия – по составу и стратиграфическому положению находят прямых аналогов соответственно в островной свите и тассевской серии южной части Енисейского кряжа [Хоментовский и др., 1972; Семихатов, 1974]. Дооселочная карагасская серия Присяянья уже не имеет такого сходства с разрезом кряжа, но в средней, тагульской свите содержит ряд характерных ченчинских строматолитов: *Inzeria tchentcha* Dol., *Inz. gigantea* Dol., *Patomia ossica* Kryl. и др. Эти строматолиты вместе с присутствующими микрофитолитами выводят вмещающие отложения на жуинский уровень. Базальная, шангулешская свита карагасской серии включает лишь бедный набор микрофитолитов, не годный для корреляции. К-Аг датировки диабазов, прорывающих верхние горизонты карагасской серии, нуждаются в уточнении: они показали большой разброс значений и некоторые превышают 1100 млн. лет [Хоментовский, 1978].

При сопоставлении южносибирского разреза со среднесибирским наиболее уверенные результаты получаются для отложений жербинско-нижнеохтуйского уровня: по наборам строматолитов и микрофитолитов, стратиграфическому положению, строению и редким изотопным датировкам они хорошо увязываются с юдомской серией. В сопоставлении нижележащих толщ такой уверенности нет. Однако обращает на себя внимание тот факт, что баллаганакская серия по условиям локализации и отчасти по составу сходна с аймчанской, а выше в обоих сравниваемых районах следует трансгрессивный комплекс – нижние горизонты кадаликанской и байкальской серий на юге и керпильская серия в учуро-майском разрезе, которые содержат одну общую форму строматолитов – *Compactocollenia tchajensis*. Можно далее полагать, что предсеньское несогласие есть результат тех же движений, которые вызвали предлахандинский перерыв на противоположном склоне единой положительной структуры – Алданского щита. В вышележащих горизонтах примечательны появление ченчинских *Tinnia ratomica* в кандыкской свите и, главное, смена маринско-кадаликанской ассоциации строматолитов ченчинской; на групповом уровне она напоминает ту, которая наблюдается в середине лахандинской серии. Все сказанное приводит к сопоставлениям верхнекадаликанского (сеньского) и жуинского уровней с лахандинским и уйским

[Дольник, 1979; Семихатов и др., 1979], а не только с уйским, как думают В.В. Хоментовский и его соавторы [1972, 1977 и др.].

Из всего сказанного следует, что учуро-майский разрез благодаря своим природным особенностям и степени изученности является тем связующим звеном, которое позволяет свести в единую систему главные опорные разрезы рифея Сибирской платформы, ее обрамления и Северо-Востока СССР.

#### СТРОМАТОЛИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ РИФЕЯ СИБИРИ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Стратиграфическое использование любой группы органических остатков предполагает наличие конкретного стандартного разреза, демонстрирующего последовательность определенных таксонов и их комплексов. Латеральная валидность такого стандарта зависит от сложного сочетания фациальных, палеогеографических и палеобиогеографических факторов.

Применительно к верхнедокембрийским строматолитам роль стандарта на первых этапах исследований единолично играл уральский стратотип рифея. Сравнение строматолитовых комплексов других регионов с уральскими первоначально проводились главным образом на групповом (формальные роды) уровне и показало общий параллелизм их смены в ряде удаленных регионов [Келлер и др., 1960; Семихатов, 1962; Крылов, 1963; Комар и др., 1964]. Вместе с тем оказалось, что сибирские разрезы включают некоторые строматолитовые ассоциации, неизвестные на Урале. В результате в конце 60-х годов была создана "сборная" модель вертикального распределения рифейских строматолитов СССР, которая опиралась на принятые в то время сопоставления сибирских разрезов с уральским.

Необходимость детализации стратиграфии и установленная в ходе исследований значительная преемственность группового состава последовательных комплексов строматолитов привлекли внимание к ассоциациям их форм (формальных видов). Это сразу же резко оттенило значительную латеральную изменчивость таких ассоциаций и осложнило их стратиграфическое использование [Хоментовский и др., 1972, 1977; Шенфиль, 1978б, 1979а, б; Семихатов и др., 1979].

Приведенный обзор рифейских отложений Сибири не только подтвердил неповторимый и направленный характер содержащихся в них последовательностей строматолитов, но и показал, что эти последовательности в каждом типе разрезов обладают большой спецификой на видовом, а отчасти и на групповом уровне. Далее мы увидим, что уральский рифей не составляет в этом отношении исключения и относится к особому типу разрезов [Semikhatov, 1980]. Подобное же районирование, основанное на местных особенностях состава одновозрастных ассоциаций микрофитолитов, ранее было предложено М.С. Якшиным [1978, 1979б]; выделенные им "провинции" географически, грубо говоря, совпадают с областями распространения упомянутых типов разрезов.

Изложенное выше умножает известные в литературе примеры разновременного появления групп и форм строматолитов в удаленных разрезах [Комар и др., 1973; Семихатов, 1974; Раабен, 1976; Шаповалова, Крылов, 1978; Шенфиль, 1979б; и др.] и показывает, что диахронными в разнотипных разрезах могут быть и целые ассоциации [Semikhatov, 1980]. Так, сочетание определенных форм конофитонов и якутофитонов в среднесибирских разрезах появляется на нижнелахандинском уровне, в северных разрезах — на более древнем дебенгдинском, а в южных вообще отсутствует. Второй безусловный пример диахронности ассоциаций дает привлечение уральских материалов. Здесь в полном составе развита нижнеципандинская ассоциация [Комар, 1978], но в разрезе она лежит не ниже сочетания *Inzeria tjomusi* — *Jurusania cylindrica*, как в Сибири, а выше его, там и здесь находясь по разные стороны границы среднего и верхнего рифея. Сочетание *Minjaria uralica* — *Gymnosolen gamasayi* на Урале устойчиво приурочено к верхней части верхнего рифея [Крылов, 1975; Раабен, 1976], а в разрезах Сибири оба этих таксона спускаются в среднюю его часть, в слои древнее 830–850 млн. лет.

В пределах разрезов какого-либо одного типа примеров значительного возрастного скольжения целых ассоциаций неизвестно. Но ченчинские и тагульские строматолиты демонстрируют некоторую гетерохронность определенной ассоциации, вытекающую из различий ее стратиграфического положения относительно оснований юдомских толщ в патомских и присаянских разрезах, а дебенгдинские и нижнеюсмастахские строматолиты показывают одновременное появление сразу трех форм (*Anabaria radialis*, *A. divergens*, *Stratifera pesculachica*) в составе различных региональных сообществ. Случаи возрастного скольжения отдельных форм при переходе от одного разреза данного типа к другому встречаются реже, а масштаб их меньше, чем при переходе от типа к типу.

В различных регионах развития одного типа разрезов на каждом стратиграфическом уровне состав строматолитовых сообществ, как мы видели, не остается строго постоянным из-за ограниченности ареалов конкретных таксонов и случаев их возрастного скольжения. Однако главные члены сообществ прослеживаются в ряде или во всех регионах развития данного типа разрезов. В каждом из них они сопровождаются своими местными формами, а иногда и таксонами широкого географического распространения, общими с разрезами другого типа или типов. Часть таких таксонов либо их устойчивых сочетаний маркирует сравнительно узкие стратиграфические уровни, связывающие строматолитовые последовательности различных типов разреза. Таковы, например, *Baicalia aborigena* и *Colleniella evoluta* из аймчанской серии Учуро-Майского региона и авзянской свиты Урала (см. ниже), *Appia tropicalis*, известная на сопоставимых уровнях в учуро-майском, уджинском и анабарском разрезах, *Compactocollenia tchajensis* Северо-Байкальского нагорья и Кыллахского хребта, сочетание *Jurusania cylindrica* – *Inzeria tjomusi*, а в Сибири и *In. (?) confragosa* (вне более древней конофито-якутофитон-байкалиевой ассоциации), трассируемое в слоях с возрастом 850–900 млн. лет в ряде разрезов северосибирского, среднесибирского и уральского типов, и др. [Semikhatov, 1980].

Роль палеогеографических и палеофациальных факторов в дифференциации состава разновозрастных наборов строматолитов несомненна. Однако за этой дифференциацией должно стоять и нечто другое. Иначе нельзя объяснить, почему две латерально наиболее выдержанные ассоциации – нижнерифейская и юдомская – формировались в контрастных палеогеографических условиях: первая – в обособленных бассейнах, существовавших по периферии высоко поднятого кратона, а вторая – в обстановке обширной морской трансгрессии, перекрывшей почти всю Сибирь.

Строматолитовые ассоциации различных типов разрезов обладают разной разрешающей способностью. Так, в сопоставимом объеме средне-верхнерифейских отложений в учуро-майском разрезе выделяется семь последовательных ассоциаций, или наборов, в оленекском – пять, а в патомском – только две. Обычное совпадение литостратиграфических границ с уровнями смены ассоциаций строматолитов говорит о том, что в этой смене немаловажную роль играли палеогеографические и (или) палеофациальные факторы. Но если бы эти факторы были единственным действовавшим механизмом смены, то строматолиты не могли бы иметь стратиграфического значения в межрегиональном масштабе, которое является доказанным фактом.

Вместе с тем остается фактом и то, что наиболее уверенные стратиграфические построения по строматолитам могут быть сделаны в пределах развития единого типа разрезов. Но и здесь корреляции не должны опираться на какую-то одну форму. Что же касается сопоставлений различных типов разрезов по строматолитам, то она может строиться только на сравнении интегральных моделей распределения таксонов по всем разрезам сравниваемых типов и обязательно должна контролироваться независимыми методами.

Все изложенное делает невалидными предложения об использовании отдельно взятых форм строматолитов для межрегиональных сопоставлений [Семихатов, Комар, 1965], для прямой возрастной корреляции конкретных строматолитовых ассоциаций различных регионов [Шаповалова, Крылов, 1978] и для обоснования стратиграфичес-

ких границ [Хоментовский и др., 1972, 1977; Шенфиль, 1979а, б]. Стратиграфические границы по строматолитам – в гораздо большей степени, чем по другим группам ископаемых, – более обоснованы тогда, когда опираются на смену определенных ассоциаций таксонов.

Все сказанное никоим образом не лишает основания один из важнейших аргументов в пользу стратиграфичности строматолитов – параллелизм смены их комплексов в удаленных, фашиально различных разрезах. Однако казавшаяся еще недавно очень однородной картина их смены в разных регионах при ближайшем рассмотрении распалась на сложную мозаику частных последовательностей, характеризующих различные по размерам и в общем обширные, но вполне определенные области. Система таких мозаик объединена общими тенденциями изменения систематического состава строматолитов во времени и появлением на отдельных примерно синхроничных уровнях некоторых общих таксонов узкого стратиграфического распространения и их неповторимых сочетаний.

## ГЛАВА VII

### УЧУРО-МАЙСКИЙ РАЗРЕЗ КАК ГИПОСТРАТОТИП РИФЕЯ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Материалы предшествующих глав показывают, что учуро-майский рифей отличается большой стратиграфической полнотой, ясностью взаимоотношений с наиболее молодыми афебийскими и древнейшими кембрийскими отложениями и богатством палеонтологической характеристики. Те крупные хиатусы, которые в западных разрезах нашего региона предваряют керпильские и юдомские отложения, в значительной мере, а местами, вероятно, и целиком заполняются осадками в Юдомо-Майском прогибе. Этого нельзя сказать в отношении предучурского и преаимчанского перерывов, более важная геологическая роль которых (в особенности предучурского) порождает мысль об их большей длительности. Однако сравнение с другими опорными разрезами рифея Сибири показало, что ни в одном из них при современной точности межрегиональной корреляции не удается наметить какие-либо толщи, которые могли бы "вставиться" в эти перерывы. Напротив, в Учуро-Майском регионе отлично выделяются значительные комплексы пород, которые заполняют стратиграфические пробелы, существующие в других разрезах рассмотренных выше типов (см. рис. 46, 47).

Учуро-Майский регион (Учурская впадина) является единственным участком Евразии, в котором надежно доказанный нижний рифей приходит в стратиграфические соотношения с позднеафебийским вулканогенно-обломочным комплексом (улканско-бириндинские толщи). Этот комплекс обычно считают вулканогенными молассами, которые связаны с заключительными стадиями развития складчатых поясов сфекофенно-карельского возраста и синхронных им зон диасхизиса. Поэтому – в развитие идей Н.С. Шатского [1952, 1960] о критериях выделения рифея – ему отводят принципиальную роль в обосновании границы между нижним протерозоем и верхним протерозоем, или рифеем. Правда, некоторые геологи видят в этом комплексе не молассовые, а тафрогенные формации, связанные с деструкцией континентальной коры [Салоп, 1973; Башарин, 1981 и др.]. Но эти разногласия не меняют того факта, что данный комплекс в определенных возрастных рамках – 1650 (1700) ± 50 – 1820 (1850) ± 50 млн. лет – прослеживается в опорных разрезах протерозоя всех материков и служит своеобразным маркирующим горизонтом, который отражает важнейшие преобразования коры [Семихатов, 1972, 1974, 1978б; Келлер, 1973б; Салоп, 1973; Борукаев, 1977; и др.]. В шкале докембрия СССР по его кровле проводится граница нижнего и верхнего протерозоя [Решение..., 1979].

С другой стороны, в кровле учуро-майского рифея залегают древнейшие фаунистически охарактеризованные слои нижнего кембрия, переход к которым совершается в пределах единой карбонатной толщи юдомской серии [Семихатов и др., 1970; Хоментовский и др., 1972; Комар и др., 1977]. Применяя удачное выражение Б.С. Соколова [1979], можно сказать, что в учуро-майском разрезе минимален риск "потери времени", выраженного физическими документами геологических и биологических процессов. Подобным сочетанием стратиграфической полноты и ясности взаимоотношений с верхним афебием и нижним кембрием не обладает ни один другой разрез земного шара.

Сказанное выгодно отличает учуро-майский разрез от уральского стратотипа рифея. В стратотипе последовательные серии разобщены серьезными несогласиями, кембрия в кровле нет и базальная бурзянская серия рифея налегает не на позднеафебийские, а на более древние образования. Ее максимальный возрастной предел изотопными методами достаточно строго оценивается лишь в 1920 (1950) млн. лет (анализ см.: [Семихатов, 1978б, с. 12–13]). Поэтому трактовка позднеафебийских (карельских) моласс и бурзянской серии как двух последовательных комплексов опирается на косвенные геологические данные [Беккер, 1972; Беккер и др., 1977; Семихатов, 1979]. Таким образом, учуро-майский разрез во многом дополняет уральский стратотип и как по своим природным особенностям, так и по достоянию изученности полностью отвечает статусу гипостратотипа.

Прослеживание в гипостратотипе внутренних границ современной схемы расчленения рифея является самостоятельной задачей, которая пока не имеет однозначного решения. Наибольшие разногласия, как известно, вызывает объем сибирских аналогов посленижнерифейских подразделений [Соколов, 1972, 1974, 1979; Келлер, 1973а; Комар, 1973; Келлер и др., 1974, 1977; Семихатов, 1974, 1979; Хоментовский, 1976, 1978, 1980; Хоментовский и др., 1977; Шаповалова, Крылов, 1978; Крылов, 1979; Шенфиль, 1978б, 1979а, б; Семихатов и др., 1979; и др.]. Главные причины этого — недостаток радиохронологической информации и различия строматолитовых последовательностей Урала и Сибири.

Бурзянская серия Урала, являющаяся типом нижнего рифея (бурзяния), достаточно просто находит своих аналогов в гипостратотипе. Косвенные геологические данные, как уже говорилось, помещают ее выше позднеафебийских моласс, а минимальный возрастной предел серии определяется прорывающими ее гранитами Бердяушского массива [Беккер и др., 1979]. Модельные Rb-Sr (1250(1280)–1410(1440) млн. лет) и K-Ar (1280(1320)–1370(1415) млн. лет) датировки слюд из этих гранитов давали основания оценивать их возраст в 1300(1350) ± 50 млн. лет (библиографию см.: [Гаррис, 1977]). Среди более совершенных определений возраста этих гранитов имеются две группы: 1) конкордантная U-Pb датировка циркона, близкая к 1525(1560) ± ± 25 млн. лет, и изохронная Rb-Sr, равная 1530(1560) ± 30 млн. лет [Салоп, 1973]; 2) новые изохронные U-Pb и Rb-Sr определения, равные соответственно 1355 ± 5 и 1350 ± 13 млн. лет [Краснобаев, Бибилова и др., 1979]. Учитывая методически более высокий уровень новейших датировок и аномально высокое первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,739) для Pb-Sr изохроны первой группы, возраст Бердяушского массива следует считать близким к 1350 ± 10 млн. лет.

По бурзянским породам есть три K-Ar определения: два по эффузивам базальной айской свиты — 1530(1588) и 930(963) млн. лет и одно по метаморфогенному флогопиту из пород вышележащей саткинской свиты — 1330(1370) млн. лет. Rb-изохронные определения саткинских доломитов показали существенные нарушения U-Pb системы, а для стратиграфических аналогов этих доломитов — калтасинской свиты Волго-Уральской области — тем же методом получено значение 2066(2100) ± 10 млн. лет (Pb-Pb изохрона [Искандерова и др., 1978]). Учитывая, что максимальный возрастной предел бердяушской серии по U-Pb датировкам предшествующих ей гранитоидов оценивается в 1920(1950) млн. лет [Тугаринов и др., 1970], калтасинское определение нужно считать преувеличенным. Вулканыты волго-уральских аналогов айской свиты (пюрю-

шевской свиты) имеют К-Аг возраст 1600(1650) млн. лет, а глауконит из вышележащей арланской – 1510(1557)–1490(1538) млн. лет [Гаррис, 1977].

Фитолиты бурзянской серии сосредоточены в саткинской свите. Это строматолиты *Kussiella kussiensis* (Masl.), *Gongylina diferenciata* Kom., *Conophyton garganicum* Kor., ряд пластовых форм, не описанных вне этой свиты [Крылов, 1975; Власов, 1977; Стратотип рифея..., 1982], *Stratifera omachtella* Semikh. (определение М.А. Семихатова) и микрофитолиты I комплекса [Забродин, 1967, Стратотип рифея..., 1982]. Бакальская свита, завершающая разрез серии, содержит *Conophyton cylindricum* Masl., редкие *Con. lituum* Masl., *Jacutophyton* sp., *Gaia irkuskanica* Kryl. и некоторые микрофитолиты I комплекса [Стратотип рифея..., 1982].

Радиологические данные и общность состава фитолитов свидетельствуют об эквивалентности бурзянской и учурской серий. Все названные саткинские строматолиты, кроме *Conophyton garganicum*, и многие бурзянские микрофитолиты известны в учурской серии, а названный конофитон и *Con. cylindricum* – в ее северных аналогах.

Типом среднего рифея служит юрматинская серия (машакская, зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская свиты), которая налегает с угловым несогласием на бурзянскую и, как обычно принимается, предваряется Бердяушскими гранитами [Беккер и др., 1979]. Серия прорвана дайками габбро-диабазов с К-Аг возрастом 1010(1040) и 1110(1140) млн. лет. Видимо, к той же дайковой серии относятся габбро-диабазы Волго-Уральской области, имеющие К-Аг датировки 1000–1130(1030–1160) млн. лет, а также близкие по К-Аг возрасту диабазы, локализованные в раннерифейских образованиях Урала [Гаррис, 1977].

Для машакских вулканитов долгое время имелись только К-Аг датировки, показавшие резко омоложенные значения. Недавно Е.В. Бибилова определила U-Pb возраст их цирконов в  $1350 \pm 20$  млн. лет (график с конкордией), а А.А. Краснобаев – изохронный Rb-Sr возраст наименее измененных валовых проб вулканитов в  $1348 \pm 42$  млн. лет (первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0,7098) [Краснобаев и др., 1982]. Аналогичные машакских вулканитов имеют К-Аг датировки валовых проб 1280–1290 (1315–1330) млн. лет. Известную в литературе изохронную U-Pb датировку фосфатного цемента зигальгинских песчаников, равную 1405(1430) млн. лет [Ершов и др., 1969], нельзя использовать в стратиграфических целях, ибо более чем вероятно, что здесь, как и в фосфатном цементе терригенных пород кряжорожской серии, баланс изотопов U и Pb контролировался источником сырья [Семезенко и др., 1974]. Глауконит верхней, авзянской свиты серии имеет К-Аг возраст 1230(1263) млн. лет. Все сказанное позволяет думать, что возрастные рамки юрматинской серии  $1350 \pm 50$  –  $1100 \pm 50$  млн. лет.

Строматолиты в юрматинской серии известны только в авзянской ее свите, где образуют две ассоциации [Крылов, 1975; Стратотип рифея..., 1982]. Первая, заключенная в нижней подсвите, состоит из *Baicalia aborigena*-Schar., *Colleniella evoluta* Schar., *Svetliella avzianica* Kom., а вторая, верхнеавзянская, объединяет *Conophyton metula* Kir., *Con. cylindricum* Masl., *Jacutophyton* sp., *Stratifera flexurata* Kom., *Baicalia nova* Kryl. (= *B. baicalica* И.Н. Крылова [1963]). Первая ассоциация состоит из характерных светлинских таксонов, а во второй преобладают формы более широкого вертикального распространения. Исходя из состава строматолитов и радиологических данных, можно считать, что юрматинской серии в Сибири в целом отвечают айманские и керпильские отложения и их аналоги.

Граница нижнего и среднего рифея (бурзяния и юрматиния), имеющая возраст  $1350 \pm 50$  млн. лет, разделяет два набора строматолитов. Ядро нижнерифейского набора создают *Kussiella kussiensis* (Masl.) и *Gongylina diferenciata* Kom., присутствующие во многих районах развития доказанного нижнего рифея СССР: на Урале, на Анабарском массиве, Оленекском и Уджинском поднятиях и в Учуро-Майском регионе. Им в каких-либо двух или трех из этих регионов сопутствуют *Colonnella discreta* Kom. (Анабар, Оленекское и Уджинское поднятия), *Kussiella taeniata* Gol. (Анабар, Оленекское поднятие), *K.aequussa* Gol., *Nucleella figurata* Kom., *Omachtenia omachtensis*

Nuzhn. (все — Анабар и Учуро-Майский регион), *Iliella kotuikanica* Kryl. (Анабар, Оленекское поднятие), *Stratifera omachtella* Semikh. (Урал, Учуро-Майский регион), *Conophyton cylindricum* Masl. (Урал, Анабар). Вместе с ними в некоторых регионах встречаются эндемики, а также *Con. garganicum* Kor. и *Jacutophyton divulgatum* Schar., получающие широкое латеральное распространение выше по разрезу. Наблюдаемые в отдельных районах особенности вертикального распределения перечисленных форм, которые предлагалось использовать в стратиграфических целях [Комар, Семихатов, 1968; Крылов, 1975; Шаповалова, Крылов, 1978], не выдерживаются в других районах и потому не могут служить целям общего расчленения нижнего рифея.

Многие межрегиональные нижнерифейские формы строматолитов поднимаются в более молодые толщи, но здесь они (если не считать конофитонов и якутофитонов) не образуют самостоятельных ассоциаций, как в нижнем рифее, а являются редкими членами совсем иных наборов. В среднем рифее в интегральной картине распределения строматолитов появляются группы *Svetliella*, *Baicalia*, широко распространенные формы *Conophyton metula* Kir., *Jacutophyton cognitum* Schar., а несколько выше — группы *Anabaria*, *Comractocollenia* и др. Первые среднерифейские строматолиты Урала и Учуро-Майского региона демонстрируют обновление микроструктур на уровне типов (появление типа *Canalophorida* [Комар, 1979; Стратотип рифея..., 1982]). В то же время в средний рифей не переходит *Colonnella discreta*, *Kussiella taeniata*, *K.aequussa*, *Nucleella figurata*, *Iliella kotuikanica*, *Stratifera omachtella* и ряд эндемиков.

Почти все члены I комплекса микрофитолитов не поднимаются выше кровли нижнего рифея, но местами ниже ее опускаются некоторые представители III и IV комплексов (калтасинская свита). В нижней части среднего рифея на смену I комплексу микрофитолитов приходит бедная ассоциация, состоящая в основном из форм широкого вертикального распространения [Якшин, 1978, 1979б; Стратотип рифея..., 1982], а на Анабарском массиве — обедненный набор таксонов III комплекса [Журавлева, 1964; Мильштейн, 1970].

В стратотипе и гипостратотипе ниже- и среднерифейские наборы фитолигов разделены несогласиями и терригенными толщами, особенно значительными на Урале. Поэтому положение границы нижнего и среднего рифея здесь контролируется геологическими критериями. На Анабаре и Оленекском поднятии эти наборы близко смыкаются в разрезах, не разделяются несогласиями и определяют положение упомянутой границы.

Тип верхнего рифея (каратавия) вмещает каратавская серия Урала. Она с размывом, а местами и с угловым несогласием налегает на авзянскую свиту и объединяет шесть свит: зильмердакскую, катавскую, подинзерскую (симскую), инзерскую, миньярскую и укскую, первые пять из которых и слагают тип верхнего рифея. Возраст предкаратавского несогласия обычно оценивают в 1050—1100 млн. лет на основании согласующихся показаний K-Ag датировок предзильмердакских диабазов (см. выше), минимальных значений  $\alpha$ -Pb определений возраста обломочного циркона из зильмердакской свиты и глауконитовых датировок вышележащих горизонтов каратавской серии (библиографию см.: [Гаррис, 1977; Беккер и др., 1977, 1979]). Эта оценка подтверждается тем, что на Приполярном Урале аналоги зильмердакских отложений (хобейнская свита) несогласно налегают на граниты, имеющие модельный U-Pb возраст 1080 (1100) млн. лет [Келлер, Красилова, 1980]. Правда, некоторые дайки, прорывающие чичмалинскую серию Волго-Уральской области, сопоставимую с нижекаратавскими отложениями [Аксенов и др., 1978], имеют K-Ag возраст около 1100 млн. лет, но эти датировки, видимо, нуждаются в уточнении (обсуждение см.: [Семихатов и др., 1979, с. 17—19]). K-Ag датировки мономинеральных свежих проб глауконита из каратавской серии образуют правильный ряд: катавская свита — 940 (964) млн. лет, инзерская — 850—900 (847—921), миньярская — 740—780 (760—801) из нижней и 680—715 (700—730) из верхней части, укская свита — 615—660 (630—676) млн. лет [Гаррис, 1977].

Строматолиты каратавской серии наиболее полно представляют их верхнерифейские последовательности в Северной Евразии. В разрезе серии выделяется ряд ассоциаций [Раабен, 1975, 1976; Крылов, 1975; Комар, 1978; Стратотип рифея..., 1982].

Первую составляют нижнекатавские *Inzeria tjomusi* Kryl., *Jurusania cylindrica* Kryl., единичные *Conophyton lituum* Masl. и *Tungussia* sp., залегающие среди скрыто-водорослевых известняков, иногда описываемых как строматолиты *Malginella malgica* Kom. et Semikh.

Вторая ассоциация состоит из верхнекатавской *M.zipandica* Kom. и нижнесимских *Parmites aimicus* (Nuzhn.), *Conophyton reticulatum* Kom. и редких несколько своеобразных *Con. garganicum* Kor. Трактовка возрастных соотношений наборов строматолитов, заключенных в верхней части симской свиты (реки Аша, Лемеза, Зилим) и в нижней (миньской) части миньярской свиты (хребет Аджигардак, р. Сим), зависит от того, на какую точку зрения встать при интерпретации латеральных соотношений симских (подинзерских), инзерских и миньских отложений [Комар, 1978; Беккер и др., 1979; Стратотип рифея..., 1982]. Верхнесимский набор форм, согласно Вл. А. Комару [1978], составляют *Katavia karatavica* Kryl., *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Minjaria uralica* Kryl., *M. aff. sakharica* Kom., *Tungussia nodosa* Semikh.; три последних таксона не упоминаются в более позднем списке верхнесимских строматолитов, который пополняется *Tungussia colcimi* Raab. и *Parmites meridionalis* Raab. [Стратотип рифея..., 1982]. В миньской толще содержится *Gymnosolen ramsayi*, *Katavia karatavica*, *Tungussia colcimi*, *Parmites meridionalis*, *Colonnella* sp.

Последующая ассоциация, заключенная в миньярских (верхнеминьярских) отложениях, выше маркирующего пласта с *Conophyton miloradovici* var. *krylovi* Raab., помимо только что названной формы, состоит из *Minjaria uralica* Kryl., *Parmites concrescens* Raab., *Tungussia perforata* Raab. Самая молодая строматолитовая ассоциация каратавской серии — *Linella ukka* Kryl., *L.simica* Kryl., *Patomella kelleri* Raab. и *Tungussia bassa* Kryl. — заключена в уйской свите, которая рассматривается в составе типа кудаша [Келлер и др., 1977; Решение..., 1979].

Установление одинакового (1050–1100 млн. лет) максимального возрастного предела каратавской серии и лахандинско-тунгусикских отложений исключает долахандинские толщи из числа возможных сибирских аналогов верхнего рифея. Сходство изотопного возраста каратавской серии и лахандинско-уйских толщ, появление в основании тех и других подобных комплексов акритарх, резко отличных от наблюдаемых в более древних слоях [Тимофеев и др., 1976; Янкаускас, 1978; Келлер, Янкаускас, 1980; Герман, 1981; Стратотип рифея..., 1982], и присутствие на сопоставимых уровнях очень близких нижнекаратавской и игниканской ассоциаций строматолитов — все это приводит к корреляции каратавской серии с лахандинской и с той или иной частью уйской. К вопросу о положении аналогов кудаша в сибирских разрезах мы вернемся позднее.

Проведенные сопоставления показывают, что принятая в докембрийской шкале СССР уральская, историко-геологическая модель границы среднего и верхнего рифея, проводимая по предзильмердакскому несогласию, в Сибири рассекает на две части тот комплекс строматолитов, который долгое время олицетворял здесь средний рифей. Это обстоятельство не столь резко выступает в среднесибирских разрезах, в которых присутствует лахандинская ассоциация, отличная от предшествующих. Зато оно болезненно сказывается на использовании строматолитов в общем расчленении рифея в северо- и южносибирских разрезах, в которых ниже и выше рассматриваемой границы лежат очень сходные, если не тождественные ассоциации таксонов. В то же время яркая строматолитовая граница, определяемая сменой сообществ в средней части лахандинской серии и их аналогов, не получила отражения в шкале, хотя для Сибири она имеет более универсальное значение, чем предлахандинская. Это связано с тем, что в уральских разрезах не наблюдается адекватной смены сообществ из-за отсутствия лахандинской ассоциации. Лишь корреляции позволяют думать, что ей по возрасту отвечает терригенная зильмердакская свита.

В общей системе сопоставленных разрезов Урала, Сибири и Северо-Востока СССР принятая ныне нижняя граница верхнего рифея имеет серьезное обоснование по строматолитам только в среднесибирских разрезах. Здесь она определяется появлением

новых групп *Inzeria* и *Jugusania*, которые широкое латеральное распространение получают выше по разрезу, появлением нового типа микроструктур [*Fibrosida*; Комар, 1979] и сменой форм групп *Baicalia* и *Minjaria*. Вместе с тем эту границу в Сибири пересекают массовые конофитоны и якутофитоны, не меняющие здесь состава форм. Они совсем или почти совсем пропадают выше по разрезу, в середине лахандинской серии и ее аналогов, где резко сокращается количество байкалий, исчезают некоторые другие группы и главную роль в формировании ассоциаций приобретают представители групп *Inzeria* и *Jugusania*, доминирующие на игниканском уровне от Уджинского и Оленекского поднятий до бассейна Майи и от Северо-Востока СССР до Урала. Именно эта смена строматолитов первой обратила на себя внимание при начальных попытках их стратиграфического использования [Келлер, Хоментовский, 1958], а позднее легла в основу сибирской, фитолитовой модели границы среднего и верхнего рифея [Семихатов, 1962, 1973, 1974; Комар, 1966; Крылов и др., 1968; Крылов, 1975; и др.].

Уральская модель рассматриваемой границы, по существу, опирается на прослеживание событий гренвилевского возраста, которые, как известно, имеют планетарный характер. Это обстоятельство и появление материалов о палеонтологическом обосновании данной модели по акритархам и строматолитам придают ей особую привлекательность. Что же касается внутрилахандинской смены строматолитовых сообществ, то она трассируется на более ограниченной, хотя и весьма обширной площади и не сопровождается сколько-нибудь значительными геологическими событиями. Поэтому сейчас, когда главными критериями расчленения докембрия являются историко-геологические, внутрилахандинский рубеж, видимо, следует использовать не для ограничения верхнего рифея, как авторы делали ранее, а для его внутреннего расчленения.

Неоднократные попытки такого расчленения в строматолитовой части опирались на уральскую последовательность таксонов [Крылов, Шаповалова, 1970а; Беккер, 1972; Крылов, 1972, 1975; Раабен, 1975, 1976; и др.]. Ранее мы видели, что многие межрегиональные члены этой последовательности существенно меняют свое стратиграфическое положение в Сибири. Поэтому не им, а смене строматолитовых сообществ, наблюдаемой в середине лахандинской серии и на сопоставимом уровне в остальных сибирских разрезах, следует отдавать первенство в расчленении верхнего рифея на общие единицы. Попутно отметим, что трехчленное деление аймчанско-нижнелахандинских отложений по строматолитам, которому их авторы стремятся придать универсальное значение [Крылов и др., 1968; Крылов, Шаповалова, 1970а,б; Крылов, 1975; Шаповалова, Крылов, 1978], корректно может быть проведено только в некоторых разрезах среднесибирского типа (см. главу VI).

Тип кудаша объединяет укскую и криволукскую свиты. Первая из них залегает с размывом на миньярской, а вторая прорвана диабазами и вместе с ними несогласно перекрыта аллохтонными тиллитами кургащинской свиты, входящими в состав лапландского гляциогоризонта [Чумаков, 1978а,б; Беккер и др., 1979]. Этот горизонт начинается собой венд. Изотопный возраст нижней границы кудаша на основании ортодоксальной интерпретации датировок глауконита из типовых разрезов должен бы считаться равным  $660(680) \pm 20$  млн. лет:  $630-660(643-673)$  млн. лет прямо над этой границей и  $680-710(700-730)$  млн. лет несколько ниже ее. Но такой интерпретации мешают более "древние" датировки глауконита из аналогов кудаша на Русской платформе, достигающие  $700-745(720-765)$  млн. лет (пачелмская серия), и, главное, противоречия с возрастом нижней границы венда, принятым в докембрийской шкале в  $630-660(650-680) \pm 20$  млн. лет. Увеличение возраста нижней границы кудаша в проекте шкалы до  $680(700) \pm 25$  млн. лет [Келлер и др., 1977] не ликвидировало этих противоречий. Поэтому при утверждении шкалы в МСК датировка данной границы была вообще снята.

Критериями проведения нижней границы кудаша считаются "смена комплексов строматолитов, появление юдомского комплекса микрофитолигов без примеси более древних форм, а в ряде регионов и историко-геологическая перестройка" [Келлер и др., 1977, с. 148; Решение..., 1979]. В типе кудаша предшествующей ему перестройки

нет и решающую роль в его обособлении играют фитолиты. Они известны только в укской свите, где представлены упомянутыми ранее формами строматолитов и богатым набором микрофитолитов юдомского (IV) комплекса. Этот набор насчитывает 15 форм, лишь две из которых являются эндемичными [Забродин, 1967; Журавлева, 1977б; Чумаков, 1978б]. Почти все его межрегиональные формы широко представлены в юдомской серии, тогда как в предшествующем миньярском наборе господствуют иные формы, общие с ченчинской и (или) юсмастахской свитами. Эти данные служили рядом геологов главным аргументом для корреляции предукской и предъюдомской границ и, следовательно, для вывода о том, что юдомий по объему превосходит венд и отвечает кудашу и венду, вместе взятым (библиографию и анализ см.: [Келлер и др., 1974; Семихатов и др., 1979]).

В противовес этому другие геологи доказывали, что нет данных для отождествления возрастного объема IV комплекса микрофитолитов и юдомия Сибири, так как многие формы этого комплекса присутствуют в доюдомских отложениях, что в юдомской серии и ее аналогах они появляются после значительного интервала, микрофитолитовая характеристика которого не ясна (перерывы, терригенные толщи или непредставительные наборы форм), а в уральском стратотипе смена III комплекса микрофитолитов IV происходит ниже подошвы укской свиты, в верхних 15–20 м миньярских доломитов [Соколов, 1972, 1979; Хоментовский, 1975, 1976, 1980; Якшин, 1978, 1979а, б; и др.]. Нельзя не признать убедительность этих возражений.

В доукских (докудашских) отложениях разных районов – в верхней части миньярской свиты, в чишмалинской серии, в дашкинской, сизтачанской, нэлэгерской и калтасинской свитах – в сумме встречены, по существу, все (12 из 13) межрегиональные формы укских микрофитолитов [Журавлева, 1977б; Якшин, 1978, 1979а, б; Стратотип рифея..., 1982]. Здесь они либо выступают в качестве подчиненных членов ассоциаций, состоящих в основном из более древних таксонов, либо образуют самостоятельные ассоциации. К числу таких "чистых" ассоциаций относятся верхнеминьярская, нижнечишмалинская (гожанская) и, по данным З.А. Журавлевой [1977б], сизтачанская и нэлэгерская, хотя вмещающие их отложения принадлежат к верхней или даже к нижней части верхнего рифея. Правда, другие специалисты из сизтачанской и нэлэгерской свит приводят большой список более древних форм [Якшин, 1979б]. Это неизбежно порождает вопрос о критериях представительности выборки микрофитолитов и об объективности понятия "юдомский комплекс без примеси более древних форм". Тем самым затрагиваются самые основы обоснования нижней границы кудаша по микрофитолитам.

Строматолитовая ассоциация укской свиты отличается от нижележащих появлением группы *Linella*, сменой форм транзитной группы *Tungussia* и исчезновением характерных таксонов миньярской ассоциации. Эти преобразования по масштабу сравнимы с наблюдаемыми при смене других ассоциаций каратавской серии и не прослеживаются на широкой площади, ибо укская ассоциация как целое известна лишь в одной свите. Все выводы о принципиальных отличиях строматолитов четвертого подразделения верхнего докембрия от верхнерифейских делались на основании анализа не укской, а юдомской ассоциации, дополненной некоторыми таксонами, содержащимися в слоях с IV комплексом микрофитолитов за пределами Сибири; к их числу, в частности, относятся укские формы [Крылов, 1972, 1975; Семихатов и др., 1970; Келлер и др., 1974]. Современные данные о вертикальном распространении IV комплекса делают такое дополнение невалидным.

Укскую и юдомскую ассоциации объединяет только одна форма – *Linella simica* Kгу1., которая там и здесь занимает различное стратиграфическое положение (в нижней части кудаша и у кровли юдомия). Второй и последней формой, связывающей юдомий Сибири с кудашом Европы, является *Voxonia grumulosa* Kom. (В. cf. *gracilis* Kor. М.Е. Раабен [1975]). Ее положение в нижней части юдомия и несколько ниже лалландских тиллитов на Шпицбергене [Раабен, 1975] не раз рассматривалось как аргумент в пользу довендского возраста нижней части юдомия [Семихатов и др., 1970; Келлер, 1973а; Келлер и др., 1974; Чумаков, 1978а]. Но мы уже говорили, что корреляция

разрезов разных типов по единичным формам строматолитов невозможна. В качестве еще одного такого аргумента приводились указания М.Е. Раабен [1975] на юдомские фитолиты в доломитах Порсангер, подстилающих варангерские (лапландские) тиллиты в Северной Норвегии. В свете современных данных о стратиграфической приуроченности развитых там микрофитолитов и о составе присутствующих строматолитов [Bertand-Sarfati, Siedlecka, 1980] эти указания должны быть пересмотрены. Таким образом, строматолиты, как и микрофитолиты, сейчас не дают оснований не только для совмещения нижних границ кудаша и юдомия, но и для трассирования нижней границы кудаша за пределы Урала. Данные Т.В. Янкаускаса показывают, что это трассирование не могут обеспечить и акритархи: их состав почти не меняется при переходе от верхнего рифея к типу кудаша [Келлер, Янкаускас, 1980; Стратотип рифея..., 1982].

Тип венда расположен на западе Московской синеклизы. Он объединяет три серии — вильчанскую, волинскую и валдайскую, верхняя из которых на широких просторах переходит на фундамент [Соколов, 1972, 1979; Аксенов и др., 1978]. Именно к ней приурочены богатые комплексы вендо-эдиакарской фауны, акритарх и метафита, составляющие палеонтологическую характеристику венда; две нижележащие его серии содержат лишь безликие наборы акритарх [Соколов, 1972; Келлер, 1976; Аксенов и др., 1978]. Поэтому главную роль в обосновании венда играют историко-геологические критерии, а в проведении его нижней границы — трассирование лапландского гляциогоризонта. Он лежит в основании типового разреза венда несогласно на более древних толщах [Соколов, 1972, 1979 и др.; Чумаков, 1978а]. Возраст этой границы в докембрийской шкале СССР принят в 630–660 (650–680) ± 20 млн. лет, что отвечает оценке времени лапландского оледенения, данной Н.М. Чумаковым [1978а].

Совпадение этих датировок и максимального возрастного предела юдомской серии подтверждает корреляцию юдомия с типом венда, вытекающую из сходства их стратиграфического положения относительно нижней границы кембрия, наличия в юдомских толщах отпечатков вендо-эдиакарской фауны и подобия структурной позиции [Соколов, 1972, 1979; Хоментовский, 1975, 1976, 1978; и др.]. К сожалению, к обоснованию этих сопоставлений нельзя привлечь ни фитолиты, ни акритархи. Фитолитов почти нет в типовых разрезах венда, а среди юдомских акритарх Сибири содержится ряд форм, характерных для нижнего кембрия Русской платформы [Волкова и др., 1980]. В то же время в пользу корреляции юдомия и венда можно привести одно косвенное, но веское соображение. Лапландское оледенение, охватившее гигантские территории, не могло не вызвать значительное эвстатическое понижение уровня Мирового океана и не породить универсальный перерыв на шельфах. Единственным кандидатом на роль такого перерыва является предюдомский. Новые данные по синию Южного Китая прямо подтверждают это [Келлер, Красилова, 1980, с. 71–72]. Все изложенное заставляет нас, вслед за Б.С. Соколовым, В.В. Хоментовским и их последователями, — во изменение более ранних наших взглядов — принять корреляцию юдомия и венда.

Эта корреляция оттесняет аналоги кудаша в Сибири на доюдомский уровень. Однако неопределенность изотопного возраста нижней границы кудаша и отсутствие палеонтологических данных для ее межрегионального трассирования не позволяют сколь-нибудь уверенно наметить объем кудашских отложений в Сибири [Хоментовский, 1978, 1980; Семихатов, 1979; Соколов, 1979]. Более того, только что сказанное и малый стратиграфический объем кудаша препятствуют его рассмотрению в одном ряду с такими общими подразделениями, как нижний, средний и верхний рифей. Видимо, правильнее, вслед за Б.С. Соколовым [1979], считать кудаш составной частью верхнего рифея, пока выделяемой только на Русской платформе и Урале.

Второе принятое здесь отступление от стратиграфической шкалы докембрия СССР касается венда (юдомия). Согласно господствующей и официально принятой точке зрения [Решение..., 1979], венд и рифей являются двумя неравноценными по объему частями верхнего протерозоя. Согласно другой точке зрения, венд входит в состав рифея [Келлер, 1973а; Келлер и др., 1974; Семихатов, 1974] или даже верхнего рифея [Беккер, 1972; Раабен, 1975], а рифей понимается как синоним верхнего протерозоя

(разбор см.: [Семихатов и др., 1979, с. 32–34]). Не касаясь подробнее этого вопроса, далеко выходящего за рамки предлагаемой работы, напомним, что вероятные сибирские эквиваленты венда описаны здесь под названием юдомия. Употребление последнего названия вместо более широко принятого термина "венд", объясняется двумя причинами: стремлением оттенить региональную принадлежность описанных толщ, с одной стороны, и не полной уверенностью в тождестве стратиграфических объемов упомянутых подразделений с другой. В свете последних данных о распределении вендоэдиакарской фауны в разрезе юдомия (Оленекское поднятие) и приведенных выше косвенных соображений о связи предъюдомского перерыва с эвстатическим понижением уровня Мирового океана во время лапландского оледенения, особого внимания заслуживают уже известные в литературе предположения о том, что объем юдомия меньше объема венда. Так ли это – покажет будущее. А сейчас в учуро-майском разрезе, как мы видели, по комплексу данных достаточно уверенно выделяются аналоги нижнего, среднего, верхнего рифея и юдомий.

Изложенные выше материалы показывают, что учуро-майский разрез рифея (верхнего протерозоя) в силу своих природных особенностей и хорошей изученности является той общей меркой, с помощью которой удается увязать в единую систему все опорные разрезы рифея Сибирской платформы, ее обрамления и Северо-Востока СССР.

Такая увязка создала стратиграфическую канву для анализа поведения конкретных таксонов строматолитов и их сочетаний во времени и пространстве и позволила показать масштабы латеральной дифференциации состава их разновозрастных ассоциаций. Отражением полученных результатов явилось выделение четырех типов разрезов (северо-, средне-, южносибирского и уральского), которые различаются составом разновозрастных ассоциаций на уровне форм и отчасти групп, а иногда обладают своей последовательностью и (или) возрастным объемом сходных ассоциаций. Вместе с тем были расширены данные о существовании отдельных таксонов строматолитов или их сочетаний, которые прослеживаются в определенных возрастных рамках на обширных пространствах, связывая строматолитовые последовательности различных типов разрезов (провинций) в единую систему. Все это дало возможность реалистично оценить стратиграфические возможности рифейских строматолитов.

Проведенная корреляция взаимоувязанной системы сибирских опорных разрезов с типами стратиграфических подразделений верхнего протерозоя СССР, расположенными в европейской части страны, позволила полнее вскрыть критерии и возможности латерального прослеживания границ этих подразделений, обобщить материалы о их палеонтологическом обосновании по строматолитам и продвинуться на пути решения таких дискуссионных вопросов, как объем отложений среднего и верхнего рифея в Сибири, соотношение юдомия и венда и возможности межрегионального трассирования кудаша.

Ясно, что перечисленные вопросы сегодняшней стратиграфии рифея для окончательного решения потребуют еще долгих лет труда многих геологов. Но совершенно ясно и то, что изложенные материалы не могут не учитываться как при уточнении региональной стратиграфической шкалы учуро-майского рифея, так и при дальнейшем совершенствовании современной стратиграфической шкалы докембрия СССР и создании общей (международной) шкалы этого интервала разреза.

- Аксенов Е.М., Келлер Б.М., Соколов Б.С.* и др. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 17–34.
- Акульшина Е.П., Давыдов Ю.В.* Корреляция рифейских отложений Юдомо-Майского и Учуро-Майского районов по составу глинистой фракции. — В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск: Наука, 1972, с. 62–65.
- Акульшина Е.П., Давыдов Ю.В., Писарев В.Л., Писарева Г.М.* Литолого-геохимические особенности и условия формирования средне-рифейской карбонатной толщи Майской впадины. — Тр. СНИИГТМС, 1969, вып. 98, с. 67–71.
- Алексеев В.Р., Баранова Н.С., Гамалея Ю.Н.* и др. Новые данные о стратиграфии синийских отложений юго-восточной окраины Алданского щита. — В кн.: Совещание по стратиграфии позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. Новосибирск, 1962, с. 59–61.
- Алексеев В.Р., Каминский Ф.В.* Проявления позднерифейского траппового магматизма на востоке Алданского щита. — Сов. геология, 1971, № 8, с. 164–167.
- Алексеев В.Р., Павлова Е.Е.* Новые данные по стратиграфии верхних горизонтов позднекембрийских и нижнепалеозойских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 5, с. 140–141.
- Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Камалетдинов В.А., Ян Жин-шин В.А.* Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. — Геотектоника, 1981, № 2, с. 81–98.
- Башарин А.К.* Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. — М.: Наука, 1967. 200 с.
- Башарин А.К.* Нижняя граница и некоторые структурно-формационные особенности рифея Сибири. — Геология и геофизика, 1981, № 12, с. 14–24.
- Башарин А.К., Иващенко Р.У., Коршунов В.И., Мешкова Н.П.* Стратиграфия нижнекембрийских отложений междуручья Юдома — Белая (Восточная Якутия). — Геология и геофизика, 1968, № 6, с. 64–73.
- Башарин А.К., Самозванцев В.А.* Стратиграфия верхней части позднего докембрия бассейна р. Юдома. — Геология и геофизика, 1964, № 11, с. 40–48.
- Беккер Ю.Р.* Основные проблемы стратиграфии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления. — Сов. геология, 1972, № 5, с. 13–23.
- Беккер Ю.Р., Келлер Б.М., Козлов В.И., Ротарь А.Ф.* Стратотипический разрез рифея. — В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979, с. 71–85.
- Беккер Ю.Р., Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М.* Корреляция верхнего докембрия (рифея) Русской платформы и ее обрамления. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 172–189.
- Безр А.А.* Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4, с. 71–85.
- Бородаевская З.В., Каменева М.Ю., Лебедев Ю.Н., Шенфильд В.Ю.* Минералогические особенности глауконита мильянской свиты и его калий-аргоновый возраст (рифей Учуро-Майского района Сибирской платформы). — В кн.: Проблемы литолого-стратиграфических и структурных исследований. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 92–109.
- Борукаев Ч.Б.* Схема общей периодизации тектонической истории Земли. — Геология и геофизика, 1977, № 12, с. 3–11.
- Вальков А.К.* Биостратиграфия низов кембрия востока Сибирской платформы и варианты границы докембрия с кембрием. — В кн.: Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978, с. 76–107.
- Вальков А.К., Коршунов В.И., Старников А.И.* Биостратиграфия нижних горизонтов кембрия Учуро-Майского района. — Геология и геофизика, 1975, № 10, с. 30–40.
- Власов Ф.Я.* Докембрийские строматолиты из саткинской свиты Южного Урала. — В кн.: Материалы по палеонтологии среднего палеозоя Урала и Сибири. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 101–124.
- Волкова Н.А.* Акритархи верхнего докембрия юго-восточной Сибири (устькирбинская свита). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 4, с. 66–75.
- Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пятилетов В.Г.* и др. Микрофоссилии верхнего докембрия Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 23–29.
- Волкодав И.Г., Базилевская Р.В., Старников А.И.* Новые данные по стратиграфии нижнерифейских отложений северной части Юдомо-Майского района. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутия: Бюл. НТИ ЯФ СО АН СССР, 1977, с. 3–4.
- Волкодав И.Г., Базилевская Р.В., Старников А.И.* Стратиграфия нижнего рифея Горностахской гряды (юго-восточная Якутия). — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 3–12.
- Волкодав И.Г., Старников А.И., Ян Жин-шин В.А.* Стратиграфия уйской серии позднего докембрия Сетте-Дабана. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири.

- Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 12–21.
- Волкова И.Г., Ян Жин-шин В.А.* Некоторые особенности тектоники, металлогении и истории развития Южного Верхоянья. – В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника востока СССР. Якутск: Ин-т геологии ЯФ СО АН СССР, 1980, с. 214–216.
- Волбуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И.* Геохронология докембрийских формаций Саяно-Енисейского региона Сибири. – В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976, с. 96–113.
- Воронов Б.Г., Комар В.А., Семихатов М.А., Шановалова И.Г.* Корреляция разрезов верхнего докембрия Западного Приверхоянья и Учуро-Майского района. – Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 4, с. 927–930.
- Гаврильев Н.Н.* О критериях выделения седиментационных циклов юдомя юго-востока Сибирской платформы. – В кн.: Цикличность осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 107–122.
- Галушко Я.А., Поцарев С.В., Неволин Б.С., Гудзенко В.Т.* Древнейшая формация доманикового типа на востоке Сибирской платформы. – В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1975, с. 63–73.
- Гамалея Ю.Н.* Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968а, № 2, с. 35–40.
- Гамалея Ю.Н.* Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии. – Геотектоника, 1968б, № 6, с. 34–45.
- Гамалея Ю.Н., Забродин В.Е., Коген В.С.* Раннесийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита (бассейн р. Учур). – Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 3, с. 690–692.
- Гамалея Ю.Н., Лосев А.Г., Попов М.Я.* О древнейших образованиях чехлы юго-востока Сибирской платформы. – Сов. геология, 1969, № 4, с. 137–144.
- Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. – М.: Наука, 1977. 296 с.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М.* и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). – В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Наука, 1964, с. 431–455.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 332 с.
- Герлинг Э.К., Искандерова А.Д.* Свинцово-изохронное датирование карбонатных пород и его применение для установления ранних этапов метаморфизма. – В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976, с. 224–231.
- Герман Т.Н.* Нитчатые микроорганизмы лахандинской свиты реки Маи. – Палеонтол. журн., 1981, № 2, с. 126–131.
- Гогин И.Я., Кропачев А.П., Иогансон А.К.* Вендско-нижнекембрийские отложения Сетге-Дабана. – В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 62–75.
- Голованов Н.П.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. – В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970, с. 60–79.
- Горбунов А.И.* Стратиграфия докембрия северной части Юдомо-Майского прогиба (Якутия). – Геология и геофизика, 1979, № 4, с. 44–50.
- Горнштейн Д.К., Гусев Г.С.* Краевые швы восточной части Сибирской платформы. – В кн.: Разломная тектоника территории Якутской АССР. Якутск: Кн. Изд-во, 1976, с. 64–72.
- Гринберг Г.А.* Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 187 с.
- Давыдов Ю.В.* Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления (состав и происхождение). Новосибирск: Наука, 1975. 108 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 207).
- Давыдов Ю.В., Колосов П.Н., Авдеева В.И., Файзулина З.Х.* Стратиграфический разрез верхнего докембрия Мокуйской скважины (Юго-Восточная Якутия). – В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии: Бюл. НТИ. ЯФ СО АН СССР, 1982, с. 6–9.
- Дзевановский Ю.К.* Разрез кембрийских отложений северной окраины Алданской плиты и прилегающей к ней складчатой области. – Докл. АН СССР, 1939, т. 24, № 2, с. 155–157.
- Дзевановский Ю.К.* Существует ли протерозой на востоке Алданской плиты. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 3, с. 38–51.
- Дзевановский Ю.К.* Геология восточной окраины Алданской плиты. Алдан: Вост.-сиб. геол. упр., 1946. 127 с. (Материалы по геологии и полез. ископаемые Вост. Сибири; Вып. 19).
- Дольник Т.А.* Нижний рифей Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья. – В кн.: Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978, с. 67–71. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 312).
- Дольник Т.А.* Органические остатки в докембрийских отложениях зоны сочленения Патомского нагорья и Алданского щита. – В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия: Тр. Всесоюз. симпоз. Л.: Наука, 1979, с. 68–71.
- Дольник Т.А., Воронцова Г.А.* Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 95 с.
- Ершов В.М., Марков С.Н., Хайретдинов Р.К.* Абсолютный возраст пород зыгальгинской свиты Урала. – Геохимия, 1969, № 5, с. 623–627.

- Журавлева З.А.** Онколиты и катаграфин рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1964. 88 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 114).
- Журавлева З.А.** Распределение онколитов в опорном разрезе верхнедокембрийских отложений Учуро-Майского района. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977а, № 3, с. 73–89.
- Журавлева З.А.** Стратиграфическое значение юдомских онколитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977б, № 7, с. 82–90.
- Журавлева З.А., Комар Вл.А.** К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива. — Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 1, с. 197–200.
- Забродин В.Е.** О ранних этапах развития чехла юго-востока Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3, с. 121–125.
- Забродин В.Е.** Микрофитоолиты рифея Урала и Шпицбергена: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН, 1967. 18 с.
- Зленко Н.Д.** Позднедокембрийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита. — Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, 1961, вып. 7, с. 66–73.
- Зленко Н.Д., Нужнов С.В., Шпак Н.С.** Стратиграфия и вулканизм позднего докембрия юго-востока Сибирской платформы. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 64–70.
- Зленко Н.Д., Шпак Н.С.** Раннесинийские субвулканические образования юго-восточной части Алданского щита. — Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, 1961, вып. 7, с. 52–65.
- Ивановская Т.А.** Переходные слои кембрия и докембрия в разрезе Улахан-Сулгур (среднее течение р. Алдан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 30–38.
- Иогансон А.К., Кропачев А.П.** Свинцово-цинковое стратиформное оруденение в вендских отложениях северной части Майско-Кыллахской зоны. — Геология и геофизика., 1976, № 9, с. 128–134.
- Иогансон А.К., Кропачев А.П.** Особенности строения вендских отложений Юго-Восточной Якутии (Майско-Кыллахская зона). — Геология и геофизика., 1979, № 10, с. 28–38.
- Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Полевая Н.И.** Корреляция некоторых протерозойских карбонатных отложений Восточно-Европейской платформы по данным свинцово-изохронного метода. — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 190–195.
- Казиков Г.А., Кнорре К.Г.** Геохронология верхнего докембрия Учуро-Майского района Сибирской платформы. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М.: Наука, 1973, с. 192–205.
- Калимуллин С.М.** К стратиграфии позднесинийских отложений восточной окраины Алданского щита. — Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, 1961, вып. 7, с. 38–41.
- Каминский Ф.В., Потапов С.В.** Кимберлитовые тела Ингилийского района (восточная окраина Алданского щита). — Геология и геофизика., 1968, № 11, с. 30–36.
- Карпинский Р.Б., Шенфиль В.Ю.** Новые данные о возрасте рифейских толщ северо-западной части Енисейского кряжа. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 70–75.
- Келлер Б.М.** Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия. — Сов. геология, 1973а, № 6, с. 3–17.
- Келлер Б.М.** Тектоническая история и формации верхнего докембрия. — М.: ВИНТИ, 1973б. 120 с. (Итоги науки и техники. Общая геология; Т. 5).
- Келлер Б.М.** Бескелетные животные докембрия и их стратиграфическое значение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 8, с. 68–77.
- Келлер Б.М., Аксенов Е.М., Королев В.Г.** и др. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. М.: ВИНТИ, 1974. 127 с. (Итоги науки и техники. Серия "Стратиграфия. Палеонтология". Стратиграфия и палеонтология; Т. 5).
- Келлер Б.М., Казаков Г.А., Крылов И.Н.** и др. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 12, с. 26–41.
- Келлер Б.М., Королев В.Г., Семихатов М.А., Чумаков Н.М.** Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. — В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968, с. 82–94. (МГК, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 4).
- Келлер Б.М., Красилова И.Н.** Геохронология позднего докембрия. — В кн.: Геохронологическая шкала и принципы ее построения. М.: ВИНТИ, 1980, с. 58–86. (Итоги науки и техники. Общая геология; Т. 11).
- Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П.** и др. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 16–21.
- Келлер Б.М., Хоментовский В.В.** О расчленении рифейской группы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 4, с. 148–149.
- Келлер Б.М., Янкаускас Т.В.** Микрофоссилии стратоптипа рифея Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 12, с. 58–67.
- Кирусенко Т.С.** Стратиграфия синийских и кембрийских отложений правобережья р. Алдан (севернее 60-й параллели). — В кн.: Труды Межвед. совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР.: Доклады. Магадан, 1959, с. 23–27.
- Коген В.С., Рунов Б.Е., Ставцев А.Л.** Новые данные по геологии и рудоносности билякчанской зоны разломов (Южное Верхоянье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 8, с. 113–123.
- Колосов П.Н.** К характеристике кандыкской свиты рифея в Юдомо-Майском прогибе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 10, с. 154–156.

- Комар Вл. А.* Строматолиты верхнекембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 122 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 154).
- Комар Вл. А.* Новые данные о корреляции рифейских отложений Урала и Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с. 30–36.
- Комар Вл. А.* О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 50–60.
- Комар Вл. А.* Классификация строматолитов по микроструктуре. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Тр. Весоюз. симпоз. Л.: Наука, 1979, с. 42–44.
- Комар Вл. А., Воронов Б. Г., Семихатов М. А., Серебряков С. Н.* Новые данные о строении Кышлахской гряды (Западное Приверхожье). — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 3, с. 664–667.
- Комар Вл. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В.* и др. О трехчленном делении рифея по строматолитам. — В кн.: Геология докембрия. М.: Недра, 1964, с. 172–185.
- Комар Вл. А., Крылов И. Н., Раабен М. Е.* и др. Фитолиты в стратиграфии докембрия. — В кн.: Корреляция докембрия: Тез. докл. М., 1975, с. 65–67.
- Комар Вл. А., Работнов В. Т.* Верхний докембрий Северо-Востока СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 8, с. 5–16.
- Комар Вл. А., Семихатов М. А.* Диагностическое и стратиграфическое значение микроструктур верхнедокембрийских столбчатых строматолитов. — В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1965, с. 18–22.
- Комар Вл. А., Семихатов М. А.* Строматолиты в детализации стратиграфии верхнего протерозоя. — В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968, с. 104–108 (МГК, 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 4).
- Комар Вл. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Воронов Б. Г.* Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея юго-восточной Сибири и Северо-Востока СССР. — Сов. геология, 1970, № 3, с. 37–53.
- Комар Вл. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н.* Характер распределения формальных видов строматолитов в рифейских отложениях Учуро-Майского района. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7, с. 124–132.
- Комар Вл. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н.* Стратиграфическая шкала рифейских отложений Учуро-Майского региона. — Сов. геология, 1977, № 8, с. 32–49.
- Константиновский А. А.* Строение и история развития Южно-Верхоянской складчатой области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1969. 16 с.
- Константиновский А. А.* Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 72–84.
- Кориковский С. П., Федоровский В. С.* Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 300 с.
- Коробицын А. В.* Металлогения осадочных формаций докембрия Сетте-Дабана. — В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981, с. 186–191.
- Королюк И. К., Сидоров А. Д.* Строматолиты южного Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 11, с. 112–123.
- Краснобаев А. А., Бибикова Е. В., Степанов А. И.* и др. Геохронология Бердяушского массива. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия: Тез. докл. Уфа: БФ АН СССР, 1979, с. 7–8.
- Краснобаев А. А., Бибикова Е. В., Степанов А. И.* и др. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний — средний рифей. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Киев: Наук. думка, 1982, с. 135–36.
- Краснобаев А. А., Ронкин Ю. Л., Лелехина О. П., Мезенцев В. Н.* Rb-Sr датирование вендских отложений. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия: Тез. докл. Уфа: БФ АН СССР, 1979, с. 78–79.
- Кренделев Ф. П., Лучко А. Г.* Первая находка медистых конгломератов сульфидного типа. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1236–1237.
- Кропачев А. П., Иогансон А. К.* Палеотектоника вендско-алданских отложений Майско-Кыллахской зоны (юго-восточная Якутия). — Сов. геология, 1978, № 10, с. 31–42.
- Крылов И. Н.* Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Наука, 1963. 133 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 69).
- Крылов И. Н.* Значение строматолитов для проблемы границы докембрия и палеозоя. — В кн.: Геология докембрия. Л.: Наука, 1968, с. 116–120. (МГК. 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 4).
- Крылов И. Н.* Строматолиты (их природа, классификация, использование для стратиграфии докембрия). — В кн.: Стратиграфия. Палеонтология. М.: ВИНТИ, 1972, с. 51–72. (Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология; Т. 3).
- Крылов И. Н.* Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 274).
- Крылов И. Н.* К дискуссии о границе среднего и верхнего рифея по строматолитам. — В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979, с. 66–70.
- Крылов И. Н., Нужнов С. В., Шаповалова И. Г.* О строматолитовых комплексах среднего рифея. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2, с. 426–429.
- Крылов И. Н., Шаповалова И. Г.* О распространении строматолитов катавского комплекса

- в рифейских отложениях Урала и Сибири. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1970а, с. 47–57.
- Крылов И.Н., Шановалова И.Г.* Строматолиты группы Jacutophyton Scharovalova в средне-рифейских отложениях Урала и Сибири. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология протерозоя и кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1970б, с. 36–40.
- Лейтес А.М., Федоровский В.С.* Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978, с. 109–170. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 321).
- Литология и нефтегазоносность юго-востока Сибирской платформы (верхний докембрий). М.: Наука, 1980. 132 с.
- Макрушин Р.Н.* Тектоническое развитие восточного склона Алданского щита в позднем протерозое. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 2, с. 19–26.
- Макрушин Р.Н., Манукян А.М.* Новые данные по корреляции отложений нижнего и среднего рифея восточного склона Алданского щита. Сов. геология, 1978, № 7, с. 125–130.
- Махаев В.Н.* К стратиграфии кембрия бассейна р. Май. — Докл. АН СССР, 1939, т. 24, № 2, с. 158–160.
- Мезенцев А.В., Нестеренко А.П., Сухоруков В.И., Ян Жин-шич В.А.* Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия. — Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 19–29.
- Мильтштейн В.Е.* Микрофитолиты из опорного разреза верхнедокембрийских отложений по реке Котуйкайкану на западном склоне Анабарского поднятия. — В кн.: Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. Л.: НИИГА, 1970, с. 90–123.
- Минаева М.А.* Пограничные слои юдомской и пестроцветной свит на юго-востоке Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1977, № 6, с. 3–10.
- Михайлов Д.А., Левченко О.А.* Геохронология Са-Мг рудных метасоматитов в докембрийских регионах. В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 160–172.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гудков А.А.* и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М.: Наука, 1968. 171 с.
- Мокшанцев К.Б., Нужнов С.В., Тимофеев В.И.* 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, 1968, с. 86–90.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С.* и др. Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
- Моралев В.М., Ставцев А.Л.* Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. — Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, 1961, вып. 7, с. 5–13.
- Нарожных Л.И.* Онколиты и катаграфии рифейских и юдомских отложений Учуро-Майского района. — В кн.: Всесоюз. симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Новосибирск, 1965, с. 62–64.
- Нарожных Л.И.* Онколиты и катаграфии юдомской свиты Учуро-Майского района. — Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 4, с. 887–890.
- Неволин Б.С., Потапов С.В.* О строении и составе пестроцветной, джабатымской и устькирбинской свит Учуро-Майского района. — Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 29–34.
- Неволин Б.С., Потапов С.В., Ставцев А.Л.* Верхний протерозой (рифей) и нижний кембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского срединного массива. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 21–63.
- Нужнов С.В.* Строматолиты позднедокембрийских и кембрийских отложений восточных склонов Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 6, с. 1421–1424.
- Нужнов С.В.* Основные вопросы стратиграфии позднего докембрия Учуро-Майского района. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961а, т. 36, вып. 5, с. 139.
- Нужнов С.В.* Синийские (рифейские) отложения восточных склонов Алданского щита. — Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, 1961б, вып. 7, с. 23–37.
- Нужнов С.В.* Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. — М.: Наука, 1967. 175 с.
- Нужнов С.В.* Региональная стратиграфическая шкала протерозоя Алданского щита. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, 1968, вып. 18, с. 19–37.
- Нужнов С.В., Потапов С.В., Работнов В.Т.* Особенности стратиграфического положения и расчленения вендских (юдомских) отложений Учуро-Майского района. — В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 152–161. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 232).
- Нужнов С.В., Шановалова И.Г.* Расчленение якутского комплекса (средний рифей) по строматолитам в Учуро-Майском районе. — В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Новосибирск: ИГиГ АН СССР, 1965, с. 45–47.
- Нужнов С.В., Шановалова И.Г.* Расчленение якутского комплекса (среднего рифея) по строматолитам в Учуро-Майском районе. — В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1968, с. 90–97.

- Нужнов С.В., Ярмолюк В.А.* Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. — Сов. геология, 1959, № 7, с. 21–31.
- Нужнов С.В., Ярмолюк В.А.* Восточная часть Алданского щита и Юдомо-Майский миогеосинклинальный прогиб. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 293–305.
- Постельников Е.С.* Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 72 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 341).
- Потапов С.В., Каминский Ф.В., Неволин Б.С.* и др. Стратотип юдомской свиты Сибирской платформы. — Сов. геология, 1971, № 4, с. 131–138.
- Потапов С.В., Лобанова А.Ф.* Разрез Лахандинской скважины. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971, с. 208–212.
- Потапов С.В., Неволин Б.С., Гудзенко В.Т., Галушко Я.А.* Состав, коллекторские свойства и распределение органического вещества в отложениях малгинской свиты Учуро-Майского района. — Сов. геология, 1975, № 4, с. 131–135.
- Потапов С.В., Ставцев А.Л., Лобанова А.Ф., Манукян А.И.* Новые данные о стратиграфии верхнего протерозоя, венда и нижнего кембрия северных склонов Алданского щита. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан, 1974, с. 42–45.
- Пушаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 220 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 243).
- Раабен М.Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 248 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 273).
- Раабен М.Е.* Перспективы детализации биостратиграфии верхнего докембрия. — В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М.: Наука, 1976, с. 198–208.
- Раабен М.Е.* Палеонтологические методы в разграничении рифея и нижнего протерозоя. — В кн.: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 151–158. (МГК. 26-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 7).
- Раабен М.Е., Забродин В.Е.* Водорослевая проблематика верхнего рифея (строматолиты, онколиты). М.: Наука, 1972. 174 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 217).
- Работнов В.Т., Нарожных Л.И.* К стратиграфии нижнекембрийских отложений Учуро-Майского междуречья. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, 1961, вып. 7, с. 107–113.
- Решения всесоюзных коллоквиумов по микрофитолитам, строматолитам и микрофитофосилиям. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. 37 с.
- Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР. — В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979, с. 147–153.
- Розанов А.Ю.* Граница докембрия и кембрия. — В кн.: Границы геологических систем. М.: Наука, 1976, с. 31–53.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А.* и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. 380 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 206).
- Рудавская В.А., Фролов Б.М.* Первые находки акритарх в нижних горизонтах опорных разрезов юдомской свиты. — В кн.: Микрофосилии СССР. Новосибирск: Наука, 1974, с. 11–13.
- Савицкий В.Е.* Проблема нижней границы кембрия на Сибирской платформе и немакит-далдынский горизонт. — В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 43–61. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 232).
- Савицкий В.Е., Журавлева И.Т., Кирьянов В.В.* и др. Немакит-далдынский фациостратотип границы докембрия и кембрия в Сибири. — В кн.: Докембрий. М.: Наука, 1980, с. 164–170 (МГК, 26-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 7).
- Салоп Л.И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Периодизация докембрия материков северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции. Л.: Недра, 1973. 310 с.
- Семенко Н.П., Щербак Н.П., Бартицкий Е.Н.* и др. Геохронологическое обоснование нижней возрастной границы кривоверхской серии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 11, с. 18–29.
- Семихатов М.А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Наука, 1962. 242 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 68).
- Семихатов М.А.* К построению общей стратиграфической шкалы докембрия. — В кн.: Геология докембрия. М.: Наука, 1972, с. 96–104. (МГК. 24-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 1).
- Семихатов М.А.* Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: состояние и перспективы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 9, с. 3–17.
- Семихатов М.А.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 302 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 256).
- Семихатов М.А.* Афебийский комплекс строматолитов: общая характеристика и сравнение с рифейским. — В кн.: Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978а, с. 148–158. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 312).
- Семихатов М.А.* Соотношение нижнерифейских и подстилающих образований в опорных разрезах материков. — В кн.: Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. М.: Наука, 1978б, с. 9–34. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 312).
- Семихатов М.А.* Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 11, с. 5–22.
- Семихатов М.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р.* и

- др. Расчленение и корреляция рифея СССР. — В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979, с. 6—42.
- Семихатов М.А., Комар Вл.А.* О применимости формальных видов столбчатых строматолитов для межрегиональной корреляции рифейских отложений. — Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 6, с. 1383—1386.
- Семихатов М.А., Комар Вл. А., Нужнов С.В.* Расчленение и сопоставление основных опорных разрезов рифея Сибири. — В кн.: Материалы по региональной геологии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 32—44.
- Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н.* Новые данные о строматолитах юдомской свиты и ее аналогов. — Докл. АН СССР, 1967а, т. 175, № 5, с. 1119—1122.
- Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н.* Типы разрезов юдомской свиты Юго-Восточной Сибири. — Докл. АН СССР, 1967б, т. 174, № 3, с. 663—666.
- Семихатов М.А., Комар Вл.А., Серебряков С.Н.* Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 210).
- Семихатов М.А., Полева Н.И., Волобуев М.А., Казаков Г.А.* Поздний докембрий Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — В кн.: Геохронология СССР. Т. I. Докембрий. Л.: Недра, 1973, с. 268—280.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Нижний рифей Сибирской платформы. — В кн.: Нижняя граница рифея и строматолиты афебей. М.: Наука, 1978, с. 43—66. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 312).
- Семихатов М.А., Соколов В.А., Шуркин К.А.* Проблема границ главных стратиграфических подразделений и корреляция докембрия СССР. — В кн.: Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979, с. 94—115.
- Серебряков С.Н.* Строматолиты в ритмичных толщах рифея. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, с. 127—134.
- Серебряков С.Н.* Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири. М.: Наука, 1975. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 200).
- Серебряков С.Н., Комар Вл.А., Семихатов М.А.* Зависимость морфологии рифейских строматолитов от условий их образования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7, с. 140—148.
- Серебряков С.Н., Семихатов М.А.* Фитогенные карбонатные породы рифея СССР. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 173—178.
- Скляров Р.Я.* Верхнепротерозойская кора выветривания на юго-востоке Сибирской платформы. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М.: ВИМС, 1975, с. 88—86.
- Скляров Р.Я.* Палеогеография позднего докембрия юго-восточной части Сибирской платформы в кумахинское время. — В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981, с. 77—84.
- Соколов Б.С.* Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. — Тр. ВНИГРИ, 1958, т. 126. Геол. сб., № 3, с. 5—67.
- Соколов Б.С.* Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. — В кн.: Геология докембрия. М.: Недра, 1964, с. 135—150 (МГК. 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 10).
- Соколов Б.С.* Вендский этап в истории Земли. — В кн.: Палеонтология. М.: Наука, 1972, с. 114—124 (МГК. 24-я сессия. Докл. Сов. геологов. Пробл. 7).
- Соколов Б.С.* Проблема границы докембрия и кембрия. — Геология и геофизика., 1974, № 2, с. 3—29.
- Соколов Б.С.* Венд: принципы обособления, границы и место в шкале. — В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979, с. 43—61.
- Соколов Б.С., Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю.* Рифей и венд азиатской части СССР, флора, фауна, методы расчленения. — В кн.: Докембрий и палеозой Сибири и смежных регионов. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 3—12.
- Ставцев А.Д.* Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структур юго-восточной части Сибирской платформы для позднего докембрия). — Сов. геология, 1965, № 4, с. 49—62.
- Ставцев А.Д.* О некоторых связях магматизма и рудообразования с тектоникой на востоке Алданского щита и в Южном Верхоянье. — Геотектоника, 1968, № 5, с. 38—46.
- Ставцев А.Д.* Механизм образования складчатых и разрывных структур Южного Приверхоянья. — Докл. АН СССР, 1971а, т. 200, № 6, с. 1411—1414.
- Ставцев А.Д.* Некоторые вопросы тектонического районирования юго-востока Сибирской платформы и сопредельных областей. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971б, с. 161—169.
- Ставцев А.Д.* О тектонике и металлогении краевых чешуйчато-надвиговых зон обрамления древних платформ. — Геология руд. месторождений, 1976, т. 18, № 1, с. 29—45.
- Ставцев А.Д., Ельянов А.А.* К вопросу о выделении зоны байкальской складчатости на юго-востоке Сибирской платформы. — Геотектоника, 1970, № 1, с. 121—124.
- Ставцев А.Д., Неволин Б.С., Потапов С.В.* Вендские отложения юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и западной окраины Охотского массива: корреляция разрезов. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан, 1974а, с. 51—52.
- Ставцев А.Д., Неволин Б.С., Потапов С.В.* Верхний протерозой юго-восточной окраины Сибирской платформы, Юдомо-Майского прогиба и Охотского срединного массива. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан, 1974б, с. 48—50.
- Ставцев А.Д., Потапов С.В., Неволин Б.С., Гудзенко В.Т.* Стратиграфия осадочного чехла

- восточных склонов Алданского щита в связи с нефтегазосностью. — Сов. геология, 1976, № 3, с. 23—33.
- Старников А.И., Мехоношин В.Ф.* Литология и меденосность юдомской серии северо-восточной части Кылапского поднятия (хр. Сетте-Дабан). — В кн.: Геология и металлогения Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981, с. 197—205.
- Столяр М.Я.* Геология и золотосность Учур-Чольбинского района Якутской АССР. М., 1934. 60 с. (Тр. Геомин АН СССР; Вып. 5).
- Стратиграфический кодекс СССР. Временный свод правил и рекомендаций. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.
- Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 232 с. (Тр. ИГиГ Сиб. отд-ния АН СССР; Вып. 415).
- Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1976 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 368).
- Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В.* О тектонической природе основных структурных элементов востока Сибирской платформы. — Геотектоника, 1966, № 2, с. 105—108.
- Тимофеев Б.В., Герман Т.Н., Михайлова Н.С.* Микрофитофоссилии докембрия, кембрия и ордовика. Л.: Наука, 1976. 106 с.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А.* Геохронология уральского докембрия. — Геохимия, 1970, № 4, с. 501—509.
- Фирсов Л.В.* Примеры неоднозначного датирования глауконита из нижнего кембрия. — Геология и геофизика, 1978, № 4, с. 24—
- Хоментовский В.В.* О юдомском комплексе и проблеме венда Сибири. — В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 11—42. (Тр. ИГиГ Сиб. отд-ния АН СССР; Вып. 232).
- Хоментовский В.В.* Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 243).
- Хоментовский В.В.* Состояние стратиграфической основы позднего докембрия Средней Сибири. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 3—21.
- Хоментовский В.В.* Некоторые проблемы стратиграфии позднего докембрия, опорные разрезы и узлы унифицированной схемы Средней Сибири. — В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 3—11.
- Хоментовский В.В., Пятилетов В.Г.* О стратиграфическом значении микрофоссилий Сибирской платформы и ее обрамления. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 49—69.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.* Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.* Поздний докембрий южного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 172—189.
- Чилян О.Х., Леонова Ф.Р.* Протерозойские отложения в низовьях р. Учур. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1969, вып. 18, с. 55—59.
- Чумаков Н.М.* Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978а. 202 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 308).
- Чумаков Н.М.* К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978б, № 12, с. 35—48.
- Шаповалова И.Г.* Значение некоторых формальных родов строматолитов среднего рифея для палеогеографических построений. — В кн.: Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия: Тез. докл. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1965, с. 32—34.
- Шаповалова И.Г.* О новой группе строматолитов *Jacitorphyton* из верхнего протерозоя восточного склона Алданской антеклизы. — В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1968, с. 97—103.
- Шаповалова И.Г.* Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск: Наука, 1974. 139 с.
- Шаповалова И.Г.* Строматолитовые комплексы рифейских доюдомских отложений востока Сибирской платформы. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия: Тр. Всесоюз. симпозиум. Л.: Наука, 1979, с. 57—61.
- Шаповалова И.Г., Крылов И.Н.* Корреляция рифейских доюдомских отложений востока и севера Сибирской платформы по строматолитам. — В кн.: Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978, с. 3—37.
- Шаповалова И.Г., Ян Жин-шин В.А.* Стратиграфия рифейских отложений хр. Сетте-Дабан. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР: Тез. докл. Магадан, 1974, с. 59—62.
- Шатский Н.С.* Очерки тектоники Волго-Уральской области и смежной части западного склона Урала. М.: МОИП, 1945. 208 с. (Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер.; Вып. 2 (12)).
- Шатский Н.С.* О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 1, с. 17—32.
- Шатский Н.С.* Принципы стратиграфии позднего докембрия и об объеме рифейской группы. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—15.
- Шенфиль В.Ю.* Новые данные о строматолитах мильконской свиты (Юдомо-Майский район). — В кн.: Новое в стратиграфии и

- палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978а, с. 114–134.
- Шенфиль В.Ю.* Проблема корреляции рифейских отложений Сибири по строматолитам. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978б, с. 22–37.
- Шенфиль В.Ю.* Значение строматолитов для определения нижней границы верхнего рифея. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия: Тр. Всесоюз. симпозиум. Л.: Наука, 1979а, с. 62–67.
- Шенфиль В.Ю.* Определение нижней границы верхнего рифея по строматолитам и корреляция сибирского парастратотипа рифея с уральским стратотипом. — В кн.: Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд): Л.: Наука, 1979б, с. 61–68.
- Шенфиль В.Ю., Якишин М.С., Бутаков Е.П.* О корреляции отложений юдомской свиты бассейна нижнего течения р. Белой. — В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 146–151. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 232).
- Шишкин Б.Б., Степанова М.В.* Аимская свита и ее палеонтологическая характеристика. — В кн.: Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1978, с. 27–36. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 260).
- Шпак Н.С., Сурикова А.С.* Досинийская кора выветривания на Алданском щите. — Геология и геофизика, 1967, № 6, с. 130–132.
- Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А., Шаповалова И.Г.* и др. Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья (Билиро-Уджинское поднятие). Новосибирск: Наука, 1976. 142 с.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.* и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.
- Язков Н.М., Салаткин В.Н., Юшманов В.В.* Стратиграфия протерозойских отложений бассейна нижнего течения реки Гонам. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск: Кн. изд-во, 1968, вып. 18, с. 60–69.
- Якишин М.С.* О стратиграфическом значении микрофитолитов. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 37–49.
- Якишин М.С.* О древнейших микрофитолитах Хараулаха. — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1979а, с. 71–76.
- Якишин М.С.* Проблема расчленения верхнего докембрия Сибири по микрофитолитам. — В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия: Тр. Всесоюз. симпозиум. Л.: Наука, 1979б, с. 80–85.
- Янкаускас Т.В.* Растительные микрофоссилии из рифейских отложений Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 4, с. 913–915.
- Янкаускас Т.В.* Укская микробиота терминального рифея Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 5, с. 1191–1192.
- Ян Жин-шин В.А.* Кембрийская система. Сетте-Дабанский горст-антиклинорий. — В кн.: Геология СССР, т. 18, Якутская АССР, кн. 1. Восточная часть, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1970а, с. 181–184.
- Ян Жин-шин В.А.* Протерозойская группа. Сетте-Дабанский горст-антиклинорий. — В кн.: Геология СССР, т. 18, Якутская АССР, кн. 1. Восточная часть, ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1970б, с. 112–115.
- Ян Жин-шин В.А.* Юдомский комплекс хребта Сетте-Дабан. — В кн.: Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с. 143–145. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 232).
- Ян Жин-шин В.А., Волкодав И.Г., Мезенцев А.В.* и др. Новые представления о строении и корреляции уйской и юдомской серий Сетте-Дабана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии: Бюл. НТИ ЯФ СО АН СССР, 1977, с. 4–6.
- Ярмолюк В.А.* Протерозой восточной части Алданской плиты. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. Хабаровск, 1946, с. 121–129.
- Aitken J.D.* Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites. — J. Sediment. Petrol., 1967, vol. 37, N 10, p. 1163–1178.
- Bertrand-Sarfati J.* Stromatolites columnares du Precambrien superieur Sahara Nord-Occidental. — C.N.R.S. Sér. géol., 1972, N 14. 245 p.
- Bertrand-Sarfati J., Siedlecka A.* Columnar stromatolites of the terminal Precambrian Porsanger dolomite and Grasdal formation of Finnmark, North Norway. — Norsk Geol. Tidsskr., 1980, vol. 60, N 1, p. 1–27.
- Gebelein C.D.* Distribution, morphology and accretion rate of recent subtidal algae stromatolites. — J. Sediment. Petrol., 1969, vol. 39, N 1, p. 49–69.
- Gebelein C.D.* Biological control of stromatolite microstructure: implications for Precambrian time stratigraphy. — Amer. J. Sci., 1974, vol. 274, N 6, p. 575–598.
- Semikhatov M.A.* On the Upper Precambrian stromatolite standart of North Eurasia. — Earth Sci. Rev., 1980, vol. 16, N 2, p. 235–247.
- Semikhatov M.A., Gebelein C.D., Cloud P.E.* et al. Stromatolite morphogenesis: progress and problems. — Canad. J. Earth Sci., 1979, vol. 16, N 5, p. 992–1015.
- Serebryakov S.N.* Biotic and abiotic factors controlling the morphology of Riphean stromatolites. — In: Stromatolites. Amsterdam: Elsevier, 1976а, p. 321–336.
- Serebryakov S.N.* Distribution of stromatolites in Riphean deposits of the Uchur-Maya region of Siberia. — In: Stromatolites. Amsterdam: Elsevier, 1976б, p. 613–634.
- Serebryakov S.N., Semikhatov M.A.* Riphean and Recent stromatolites: a comparison. — Amer. J. Sci., 1974, vol. 274, N 6, p. 556–574.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<b>Глава I</b>	
Основные черты структуры Учуро-Майского региона . . . . .	5
<b>Глава II</b>	
Развитие взглядов на региональную стратиграфию учуро-майского рифея . . . . .	9
<b>Глава III</b>	
Стратиграфия рифейских отложений Учуро-Майского региона . . . . .	15
Нижняя граница учуро-майского рифея . . . . .	17
Строение и корреляция разрезов рифея . . . . .	19
Учурская серия . . . . .	19
Учурская впадина . . . . .	19
Гонамская свита . . . . .	19
Омахтинская свита . . . . .	30
Эннинская свита . . . . .	46
Северная часть Юдомо-Майского прогиба . . . . .	55
Трехгорная свита . . . . .	55
Димская свита . . . . .	57
Аимчанская серия . . . . .	61
Тальнская свита . . . . .	62
Светлинская свита . . . . .	72
Керпыльская серия . . . . .	78
Тотгинская свита . . . . .	79
Малгинская свита . . . . .	91
Ципандинская свита . . . . .	103
Лахандинская серия . . . . .	116
Нерюенская свита . . . . .	117
Игниканская свита . . . . .	132
Уйская серия . . . . .	139
Кандыкская свита . . . . .	140
Устькирбинская свита . . . . .	149
Юдомская серия . . . . .	152
Аимская свита . . . . .	152
Устьюдомская свита . . . . .	154
Изотопные датировки учуро-майского рифея . . . . .	162
<b>Глава IV</b>	
Главные черты рифейской истории Учуро-Майского региона . . . . .	165
<b>Глава V</b>	
Строматолиты учуро-майского рифея: последовательность ассоциаций и их использование в региональной стратиграфии . . . . .	176
Определение некоторых терминов . . . . .	177
Состав и последовательность ассоциаций . . . . .	178
Строматолиты в региональной стратиграфии учуро-майского рифея . . . . .	188
<b>Глава VI</b>	
Учуро-Майский разрез в системе опорных разрезов рифея Сибири . . . . .	192
Сопоставление разрезов . . . . .	192
Среднесибирский тип разрезов . . . . .	192
Северосибирский тип разрезов . . . . .	196
Южносибирский тип разрезов . . . . .	200
Строматолитовые ассоциации рифея Сибири в пространстве и времени . . . . .	202
<b>Глава VII</b>	
Учуро-майский разрез как гипостратотип рифея и его значение для общей стратиграфической шкалы верхнего докембрия . . . . .	204
Литература . . . . .	213

# CONTENTS

<b>Introduction</b> . . . . .	3
<b>Chapter I</b>	
<b>Main features of the structure of Uchur-Maya region</b> . . . . .	5
<b>Chapter II</b>	
<b>Development of the regional stratigraphy of the Uchur-Maya Riphean</b> . . . . .	9
<b>Chapter III</b>	
<b>The Riphean stratigraphy of the Uchur-Maya region</b> . . . . .	15
Lower boundary of the Uchur-Maya Riphean . . . . .	17
Composition and correlation of the Riphean sections . . . . .	19
Uchur group . . . . .	19
Uchur depression . . . . .	19
Gonam suite . . . . .	19
Omachta suite . . . . .	30
Ennin suite . . . . .	46
Northern part of Yudoma-Maya aulacogen . . . . .	55
Treckgorka suite . . . . .	55
Dim suite . . . . .	57
Aimchan group . . . . .	61
Talyn suite . . . . .	62
Svetlyy suite . . . . .	72
Kerpyl group . . . . .	78
Totta suite . . . . .	79
Malgina suite . . . . .	91
Tzipanda suite . . . . .	103
Lakhanda group . . . . .	116
Neryuen suite . . . . .	117
Ignikan suite . . . . .	132
Uy group . . . . .	139
Kandyk suite . . . . .	140
Ust'kirba suite . . . . .	149
Yudoma group . . . . .	152
Aim suite . . . . .	152
Ust'yudoma suite . . . . .	154
Isotope datings of the Uchur-Maya Riphean . . . . .	162
<b>Chapter IV</b>	
<b>Main features of the Riphean history of the Uchur-Maya region</b> . . . . .	165
<b>Chapter V</b>	
<b>Uchur-Maya Riphean stromatolites: succession of associations and their use in regional stratigraphy</b> . . . . .	176
Definition of some terms . . . . .	177
Composition and succession of associations . . . . .	178
Stromatolites in regional stratigraphy of the Uchur-Maya Riphean . . . . .	188
<b>Chapter VI</b>	
<b>Uchur-Maya section in a system of the Siberian reference sections of the Riphean</b> . . . . .	192
Correlation of the sections . . . . .	192
Middle-Siberian type of sections . . . . .	192
North-Siberian type of sections . . . . .	196
South-Siberian type of sections . . . . .	200
Stromatolite associations of the Siberian Riphean in time and space . . . . .	202
<b>Chapter VII</b>	
<b>Uchur-Maya section as the hypostratotype of the Riphean and its significance for general stratigraphic scale for the Upper Precambrian</b> . . . . .	204
<b>Bibliography</b> . . . . .	213

**Михаил Александрович Семихатов  
Станислав Николаевич Серебряков**

**СИБИРСКИЙ ГИПОСТРАТОТИП РИФЕЯ**

**Утверждено к печати  
ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом**

**Редактор издательства И.М. Ерофеева  
Художник И.Е. Сайко  
Художественный редактор И.Ю. Нестерова  
Технический редактор Н.М. Бурова  
Корректор И.Г. Мартыанова**

**ИБ № 27495**

**Подписано к печати 04.05.83. Т – 09326  
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 18.2 + 1,3 вкл.  
Усл.кр.-отт. 19,8. Уч.-изд.л. 24,8  
Тираж 850 экз. Тип.зак. 278  
Цена 3 р. 80 к.**

**Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия. 12**

3 р. 80 к.

