

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ
И РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ СИБИРИ.
СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА
И ВНЕШНЯЯ ЗОНА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1986

Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области. Сб. науч. тр. / АН СССР, Сиб. отд-ние; Ин-т геологии и геофизики. Редкол.: В.В.Хоментовский (отв.ред.) и др. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. - 178 с.

Публикуются новые данные по стратиграфии и палеонтологии рифея, венда и раннего кембрия Сибирской платформы Кузнецкого Алатау и Тувы. В статьях разбираются общегеологические, стратиграфические, тектонические, палеонтологические и палеомагнитные аспекты актуальных проблем стратиграфии позднего докембрия и раннего палеозоя.

Материалы представляют интерес для широкого круга специалистов, занимающихся вопросами региональной геологии и стратиграфии Сибири.

Редакционная коллегия

д-р геол.-мин.наук В.В.Хоментовский (отв.редактор),
канд.геол.-мин.наук В.Ю.Шенфильд,
С.С.Брагин, Г.А.Карлова

Р е ц е н з е н т ы

канд.геол.-мин.наук А.К.Башарин
(Институт геологии и геофизики СО АН СССР),
канд.геол.-мин.наук Ю.Я.Шабанов
(Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья Мингео СССР)

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР,
1986 г.

В.В.Хоментовский, Г.А.Карлова
О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ ПЕСТРОЦВЕТНОЙ СВИТЫ
В БАССЕЙНЕ р.АЛДАН

Обоснование резкой диахронности верхней границы пестроцветной свиты на юге Якутии (Хоментовский, Репина, 1965) побудило многих исследователей сделать аналогичные заключения и о ее нижней границе. М.А.Семихатов допускал весьма незначительное замещение низов пестроцветной свиты сероцветными юдомскими доломитами к западу от классического обнажения "Дворцы" на р.Алдан к пос.Угино (Семихатов и др., 1970). Это заключение делалось вопреки тому, что как на "Дворцах", так и у пос.Угино, пестроцветная свита начиналась характерной суннагинской пачкой зеленовато-серых глауконитовых известняков, охарактеризованных фауной суннагинского горизонта и лежащих на юдомских доломитах с размывом. В основе заключения был лишь один факт — находка *Chancelloria* и *Circothecidae* gen. indet. в верхних 5,5–6 м юдомских доломитов, которые, по мнению В.В.Миссаржевского, нигде ниже основания томмотского яруса тогда не были известны (Семихатов и др., 1970). В этой же работе М.А.Семихатовым проводилась и другая мысль о последовательном замещении доломитов верхов юдомской свиты известняками с запада на восток.

Обе эти посылки оказались ошибочными. Во-первых, гораздо более богатый комплекс скелетной фауны в настоящее время известен из гораздо более древних слоев юдомской серии в классических обнажениях томмотского яруса на р.Алдан (Семихатов, Серебряков, 1983; Хоментовский и др., 1983). Во-вторых, замещение доломитов известняками как на уровне верхов юдомской серии, так и пестроцветной свиты, оказывается гораздо более сложным и обусловленным в значительной мере вторичными процессами (Хоментовский и др., 1983). Вместе с тем, идея о последовательном понижении в восточном направлении нижней границы пестроцветной свиты была принята и развита В.Е.Савицким, который считал, что за счет последовательного замещения к востоку низами пестроцветной свиты юдомских доломитов в бассейне рек Айма и Юдомы, объем пестроцветной свиты увеличивается вниз на целую зону — *Anabarella plana* (Савицкий, 1975).

Наиболее полно рассматриваемая идея нашла отражение в рабо-

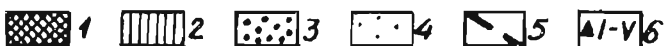
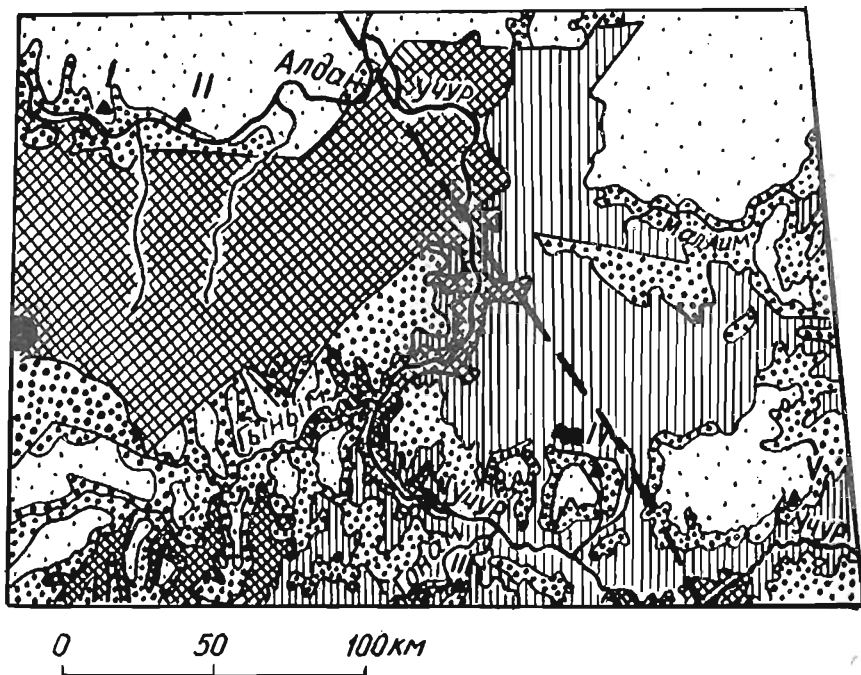


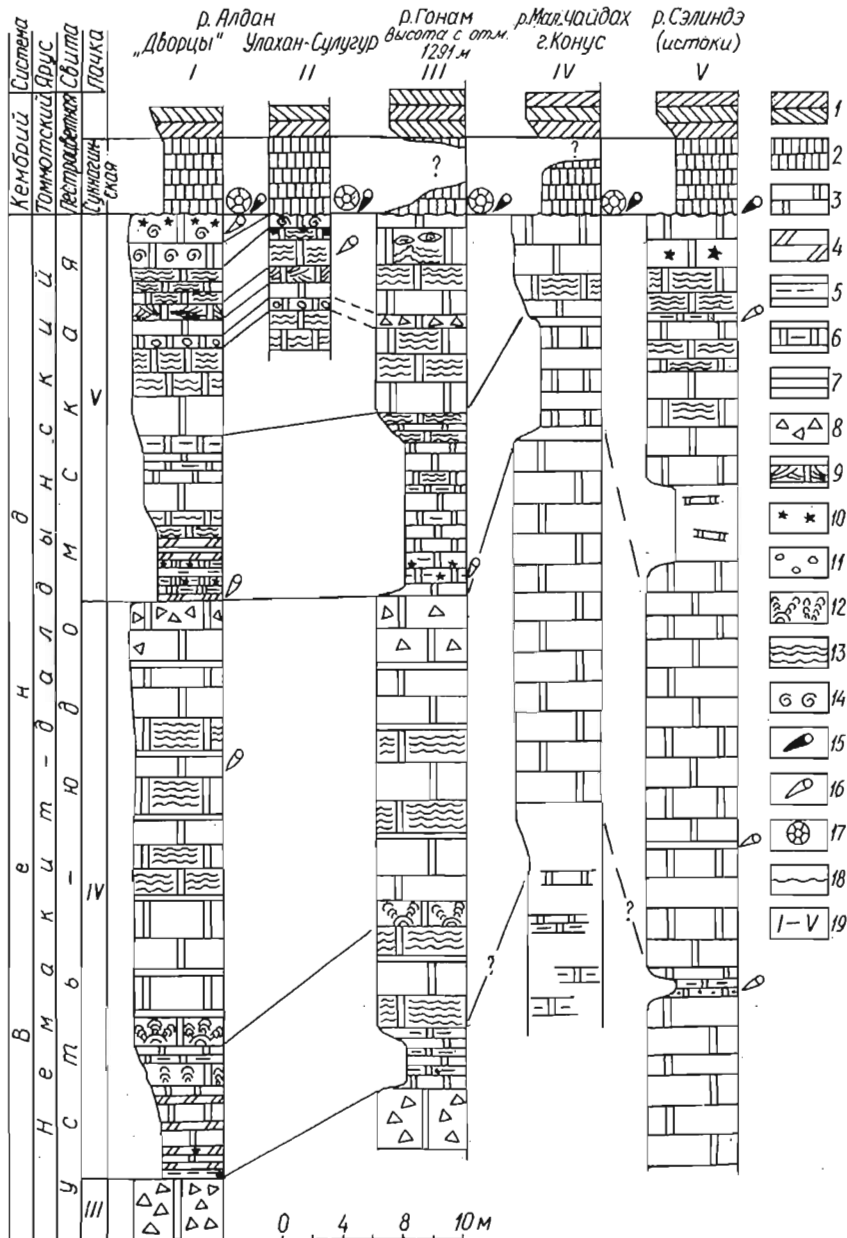
Рис. I. Схематическая геологическая карта района работ
 I - архей, 2 - рифей, 3 - юдомий (венд), 4 - кембрий, 5 - при-
 мерное положение границы восточной и переходной фациальных об-
 ластей для низов нижнего кембрия, 6 - местоположение разрезов
 рис. 2 (I - "Дворцы", II - Улахан-Сулугур, III - высота с отм. I29I м
 - р. Гонам, IV - г. Конус - верховья рч. Мал. Чайдах, V - верховья
 р. Сэлиндэ).

тах А.К. Валькова. Этот исследователь считает, что даже западнее
 устья р. Юдомы, в верховьях р. Сэлиндэ (правый приток р. Учур)
 (рис. I) пестроцветная свита замещает юдомские доломиты по срав-
 нению с разрезами р. Алдан в районе обнажения "Дворцы", Улахан-
 Сулугур по крайней мере на две зоны - *Anabarella plana* и *Alla-*

thesa sana — более чем на 27 м по мощности (Вальков, 1982). Имелась, правда, и другая точка зрения на датировку нижних слоев пестроцветной свиты по р. Салинде, допускавшая возможность отнести их еще к зоне *A. sunnaginicus* — *T. liciis* (Воронова и др., 1983). Однако один из авторов последней работы, В. В. Миссаржевский, в настоящее время также допускает возможность отнесения низов пестроцветной свиты к досуннагинской зоне *A. plana* (устное сообщение).

Соотношение зон *A. sunnaginicus* — *T. liciis* и *Anabarella plana* имеет исключительное значение для корреляции древнейших горизонтов нижнего кембрия южных и северных разрезов Сибирской платформы и для решения вопроса о местоположении нижней границы кембрия. Поэтому нами в 1983–1985 годах были проведены специальные исследования с целью детальной корреляции низов разрезов пестроцветной свиты переходного типа, к которому относятся классические обнажения р. Алдан: "Дворцы", Улахан-Сулугур и восточного типа, в типовом обнажении представленного в верховьях р. Салинде (см. рис. I). С этой целью детально были изучены все перечисленные разрезы, а также промежуточные в нижнем течении р. Гонам (высота с отм. 1291 м) и на хр. Кет-Кап (юго-восточный склон горы Конус — верховья рч. Мал. Чайдах (впадающего справа в р. Онё — правого притока р. Учур). Частично этот материал уже опубликован (Авдеева и др., 1983; Хоментовский и др., 1983; Вальков, Карлова, 1984; Хоментовский, 1986), поэтому в этой статье основное внимание уделено новым данным, полученным летом 1985 г.

В итоге проделанных работ подтверждено пятичленное строение юдомской серии (Хоментовский и др., 1983) в области развития переходного типа разреза пестроцветной свиты (см. рис. I). Каждая из пяти пачек представляет собой крупный осадочный ритм, начинающийся терригенно-карбонатными породами и заканчивающийся более или менее чистыми доломитами. В некоторых районах (в частности в обнажении "Дворцы" по р. Алдан) нижний ритм выклинивается. Кроме того, базальная пачка второго ритма здесь повсеместно сложена наиболее грубыми терригенными породами — песчаниками и гравелистами. Все это делает весьма вероятным заключение о том, что первая пачка и четыре верхних слагают ритмы более крупного порядка и, следовательно, отвечают соответственно аймской и усть-юдомской свитам.



Специфика данной статьи позволяет ограничиться рассмотрением двух верхних пачек юдомской серии (IV и V) и соотношением с ними пестроцветной свиты.

В области развития разрезов пестроцветной свиты переходного типа в обнажении "Дворцы" по р.Алдан (рис.1,2) массивные, кавернозные и брекчиевидные доломиты III пачки юдомской серии довольно резко сменяются базальными слоями IV пачки. В составе их преобладают тонко- и среднеслоистые доломиты, часто глинистые. Есть прослои алевродоломитов и плитчатых доломитов зеленовато-серого цвета. Изредка отмечается тонкозернистый и тонкодисперсный глауконит. Из-за нечеткости верхней границы мощность базальных слоев IV пачки в разных местах варьирует от 7 до 11 м.

Большая верхняя часть IV пачки сложена средне-толстослоистыми доломитами, в составе которых много стратиферовых разностей.

Весьма характерные строматолиты встречены вблизи основания IV пачки. Они образуют крупные (до 1 м) оякоиды, от которых по радиусам расходятся мелкие столбчатые строматолиты. Общая мощность IV пачки около 40 м.

В основании V пачки развиты базальные слои, аналогичные описанным в пачке IV. Мощность их здесь достигает 10-11 м. В нижней части базальных слоев V пачки встречены: *Chancelloria* sp. *Hyalolithellus* sp., ? *Lobiochrea* sp. (Вальков, 1983). Большая верхняя часть пачки V сложена средне-толстослоистыми доломитами,

Рис.2. Корреляция переходных от венда к кембрию отложений юго-востока Сибирской платформы.

I - доломиты и известняки существенно красноцветные, 2 - доломиты и доломитистые известняки серо-зеленые с глауконитом, 3 - доломиты, 4 - доломитовые мергели, 5 - алевродоломиты, 6 - глинистые плитчатые доломиты, 7 - алевроаргиллиты, 8 - брекчии, 9 - косослоистые микрофитолитовые доломиты, 10 - глауконит, 11 - конгломерат, 12 - оякоиды и столбчатые строматолиты, 13 - пластовые строматолиты, 14 - микрофитолиты, 15 - первые находки мелкоракущечной фауны в пестроцветной свите, 16 - находки мелкоракущечной фауны в юдомской свите, 17 - первые находки археоциат, 18 - разрыв, 19 - номера разрезов на рис. 1.

часто стратиферовыми и микрофитолизовыми. Особо следует подчеркнуть наличие двух маркирующих слоев — доломитового конгломерата и пласта массивных косослоистых доломитов с линзами кремней и микрофитолитами. Эти маркеры позволяют весьма определенно увязать разрезы верхов юдомских отложений в смежных обнажениях "Дворцы" и Улахан-Сулугур. Эта корреляция (см. рис.2) убеждает в том, что верхние три метра юдомских отложений "Дворцов" в обнажении Улахан-Сулугур отсутствуют. Резкая поверхность размыва в основании пестроцветной свиты, отмеченная в обоих обнажениях, не оставляет сомнений в том, что различие мощностей обусловлено предпестроцветной денудацией. В светлых доломитах верхней части пачки У обнажения Улахан-Сулугур обнаружены: *Hyolithellus* sp., *Chancelloria* sp., *Markuelia* sp. Этот список резко увеличивается в глауконитовых песчаниках, обнаруженных в 0,7-1,1 м ниже кровли юдомской свиты обнажения Улахан-Сулугур: *Larathesa nana* Miss., *Egdetheca aldanica* Miss., *Exilitheca multa* Sys., *Turcutheca crasseosochlia* (Sys.), *Hyolithellus tenuis* Miss., *Torellecta curva* Miss., *Sachites* sp., *Chancelloria* sp., *Tiksitheca lialis* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Sunnaginia imbricata* Miss., *Bemella* cf. *parula* Miss., *Purella* cf. *cristata* Miss., а также обломки кубков археоциат *Aldanocyathus* cf. *virgatus* (Zhur.). Нами здесь были дополнительно обнаружены многочисленные *Isitella* sp. Тот факт, что рассматриваемые глауконитовые песчаники в той или иной мере секут слоистость вмещающих доломитов, а иногда выполняют крутые трещины, заставляет нас вслед за Дж.Айткиным считать, что глауконитовые песчаники попали на рассматриваемый уровень юдомской свиты из основания пестроцветной свиты по нептуническим дайкам (Хоментовский и др., 1983; Хоментовский, 1986). Об этом же свидетельствует и облик извлеченных из них окаменелостей, которые представлены обломками, часто явно окатанными. Особенно хорошо наблюдается проникновение глауконитового песка из основания глауконитовой суннагинской пачки пестроцветной свиты по обильным крутым трещинам в верхние 20-30 см массивных юдомских доломитов обнажения Улахан-Сулугур. Это обстоятельство заставляет с большим сомнением относиться к весьма обильному списку окаменелостей из верхних 20-30 см юдомской свиты обнажения "Дворцы": *Turcutheca crasseosochlia* (Sys.), *Spinulitheca* sp. cf. *Conotheca* sp., *Barskovia* sp., *Hyolithellus* sp., *Torellecta cur-*

vae Miss., *Sachites sacciformis* Mech., *Chancelloria* sp., неопределимые обломки археоциат (Федоров, 1982). Худшая обнаженность и наличие корки выветривания на поверхности юдомских доломитов вблизи контакта с пестроцветной свитой не позволяет утверждать, что здесь, как в обнажении Улахан-Сулутур, глауконитовые песчаники, из которых сделаны сборы, связаны с нептуническими дайками, но такое допущение весьма вероятно.

Не вызывает сомнения инситуность окаменелостей из обнажения высоты с отм. 129 I м, обрывающегося в долину р. Гонам, в 30 км выше устья (см. рис. 1, 2). Сборы окаменелостей здесь произведены, как и в обнажении "Дворцы", из базальных слоев У пачки юдомской свиты, в 1974-1976 гг. М.А. Семихатовым, С.Н. Серебряковым и Л.Г. Вороновой, а затем в 1983 г. нами и А.И. Вальковым. Корреляция разрезов юдомской и пестроцветной свиты высоты с отм. 129 I м и обнажения "Дворцы" не вызывает сомнений. В составе названных свит выделены те же пачки, имеющие очень близкие мощности (Хоментовский и др., 1983). III пачка юдомской свиты высоты с отм. 129 I м также заканчивается массивными брекчиевидными доломитами, которые по достаточно резкой границе сменяются тонкослоистыми и плитчатыми, часто глинистыми доломитами базальной IV пачки (см. рис. 2). Иногда отмечаются отдельные зерна глауконита. Мощность базальной пачки 4-5 м. В средней части обнаружены: *Cambrotubulus* sp. (в 15 м от основания). Большая верхняя часть пачки IV сложена толстослоистыми, часто стратиферовыми доломитами, в низах которых, как и на "Дворцах", обнаружены своеобразные стромаголиты, представляющие собой сочетание крупных онкоидов с отходящими от них по радиусам мелкими столбчатыми формами. Мощность IV пачки приблизительно 32 м. Выше по резкой границе IV пачка перекрывается базальными слоями У пачки, сложенной плитчатыми доломитовыми мергелями и глинистыми доломитами. Иногда отмечаются небольшие скопления зернистого и тонкодисперсного глауконита. Вблизи основания базальных слоев, мощность которых достигает 12 м, встречены: *Ladathesa annae* (Sys.), *Loculithesa* cf. *anulata*, *Purella antiqua* (Ab.), *Bemella* sp., *Igorella* sp., *Barskovia* sp., *Helcionella* sp., *Hyolithellus* sp., *Pomitchella* cf. *infundibuliformis* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Markue-lia* cf. *prima* Val., *Chancelloria* sp., *Anabarites trisulcatus* Miss., *Aldanolina* cf. *magna* Pelm. (Хоментовский и др., 1983; Вальков, Карлова, 1984; Семихатов, Серебряков, 1983).

Верхняя часть У пачки на высоте с отм. 129I м сложена толстослойными, часто стратиферовыми доломитами с линзами кремней и скоплений микрофитоцитов. К середине этой части разреза приурочен пласт доломитовых конглобрекций, уточняющий корреляцию разрезов У пачки высоты с отм. 129I м, "Дворцов", Улахан-Сулугура. На основе этой корреляции видно, что предъюдомский разрыв здесь прошел примерно на том же уровне, что и на "Дворцах" (см. рис. 2).

При посещении вершины 129I м в 1985 г. благодаря тому, что шурф, прорытый нами в 1983 г. (Хоментовский и др., 1983), был хорошо промыт весенними и дождевыми водами, соотношение юдомской и пестроцветной свит удалось уточнить. Кроме того, этот контакт был обнаружен в прекрасном обнажении, расположенном в 300 м к югу от шурфа. В свете новых данных выясняется следующее: верхние 70 см юдомской свиты сложены толстослойными светлыми доломитами. Для этого слоя характерно волнистое напластование, тонкие линзы кремней и линзовидные скопления глауконита. В 1983 г. этот слой был нами ошибочно включен в суннагинскую пачку пестроцветной свиты. Из него определены: *Cambrotubulus* sp., *Chancelloria* sp. Но если рассматриваемый слой ничем, кроме поверхности напластования, не отделен от аналогичных юдомских доломитов, то верхний контакт его принципиально отличен. Он связан с поверхностью отчетливого размыва. При прослеживании этой поверхности по простиранию видно, что она срезает под небольшим углом линзы кремней и более резко куполообразные вздутия пластовых строматолитов. Нижние 15 см вышележащей суннагинской пачки представляют собой доломитовый песчаник, состоящий из крупных зерен юдомских доломитов и кремней. Отдельные обломки их достигают 1,5–2 см. Для этого базального пласта характерно массовое появление зерен глауконита, придающих породе зеленоватую окраску. Охарактеризованный песчаник по трещинкам проникает в подстилающие юдомские доломиты.

Ассоциация окаменелостей из базальной пачки пестроцветной свиты резко обогащается: *Spinulithes* *billingsi* Sys., *Loculithes* sp., *Conotheca* sp., *Exilithes* cf. *multa* Sys., *Allathes* *concinna* Miss., *Turcuthes* sp., *Hyolithellus* *tenuis* Miss., *H.vladimirovae* Miss., *H.grandis*, *Torellecta* *lentiformis* (Sys.), *T.curva* Miss., *Bemella* *septata* (Miss.), *B.parula* Miss., *B.jacutica* Miss., *Barskovia* *sulcata* Val. et Karl., *Igorella* sp., *Al-*

danella cf. *rozanovi* Miss., *Heraultipegma sibirica* Miss., *Isitiella gonamica* Val. et Karl., *Purella antiqua* (Ab.), *Gonamella rostrata* Karl. et Val., *Sachites sacciformis* Mesh., *S. proboscideus* Mesh., *S. amorphe* Mesh., *Coleoloides trigeminatus* Miss., *Coleolus trigonus* Sys., *Coleolella billingsi* Miss., *Tommotia kozlovskii* Miss., *Markuelia secunda* Val., *Aldanotreta sunnaginensis* Pelm.

Полный разрез суннагинской зеленоцветной пачки в обнажении высоты с отм. 129I м нигде не вскрыт. Это связано с тем, что мягкие, интенсивно выветривающиеся породы ее образуют в скальных выходах глубокую нишу, по которой более молодые слои обычно оползают на юдомские доломиты. Но иногда в основании оползших блоков сохраняются зеленовато-серые доломиты суннагинской пачки. Это обстоятельство, по-видимому, объясняет то, что предшественники суннагинскую пачку в районе высоты с отм. 129I м не обнаружили. По юго-западному носу этой горы в видимых низах красноватой части пестроцветной свиты, контакт которой с суннагинской пачкой и юдомской свитой здесь не вскрыт, встречены и археоциаты, определенные А.Ю. Журавлевым и И.Т. Журавлевой: *Aldanocyathus sunnaginicus* Zhur., *A. anabarensis* Vol., *Nochorocyathus* sp., *Archaeolynthus polaris* (Vol.), *Cryptoporocyathus junicanensis* Zhur., *Aculitchicyathus disciformis* (Zhur.).

Все сказанное не оставляет сомнений в том, что нижняя граница пестроцветной и юдомской свит в пределах обнажения "Дворцы" на р. Алдан и на высоте с отм. 129I м совершенно однотипна и одновозрастна. В основании пестроцветной свиты в сравниваемых разрезах имеется явный размыв. В обоих случаях она начинается зеленовато-серой суннагинской пачкой, переполненной массой зернистого глауконита и остатками скелетной фауны. Комплекс окаменелостей суннагинской пачки характерен для суннагинского горизонта. Этому выводу не противоречат встреченные здесь *Heraultipegma* и *Isitiella*, ранее неизвестные в отложениях суннагинского горизонта. Первая из этих форм из суннагинской пачки обнажения Улахан-Сулу-гур была продемонстрирована А.Б. Федоровым на коллоквиуме по мелкорачушечной фауне, проходившем в Новосибирске в апреле 1985 г. (Федоров, 1984), а вторая обнаружена нами в глауконитовых песчаниках, проникающих в верхи юдомской свиты от подошвы суннагинской пачки того же обнажения. Заключение о принадлежности сун-

нагинской пачки высоты с отм. 1291 м подтверждается и списком археоциат (см. выше) из вышележащей красноцветной части пестроцветной свиты, который, по мнению И.Т.Журавлевой, характеризует переходные от зоны *A.sunnaginicus* к зоне *D.regularis* слои. Аналогичным образом датируются и низы красноцветной части пестроцветной свиты в сравниваемых отложениях р.Алдан.

Следующее обнажение, в котором нам удалось наблюдать контакт юдомской и пестроцветной свит, находится в осевой зоне хр. Кет-Кап по носу, отходящему к юго-востоку от г.Конус к верхнему развилку рч.Мал.Чайдах (правый приток р.Онё, впадающей справа в р.Учур, см. рис.1, 2). Здесь обнажены лишь верхи юдомской свиты, в разрезе которой (снизу вверх) выделяются:

Мощность, м

1. Темно-серые и зеленовато-серые плитчатые и глинистые доломиты. Они образуют осыпь и отдельные полукоренные выходы. Мощность не менее 10
2. Доломиты светло-серые, зернистые, толсто-среднеслойные 26
3. Доломиты серые тонкоплитчатые слабо ороговикованные : . 7
4. Доломиты светло-серые толстослойные мраморизованные, с реликтами стратиферовой полосчатости 8

Выше по неровному, с эрозионными карманами контакту, залегают отложения пестроцветной свиты. В разрезе обнаженной части юдомской свиты отчетливо обособляются два ритма. Каждый из них начинается плитчатыми глинистыми доломитами и завершается массивными светло-серыми. Это обстоятельство позволяет с определенной степенью условности говорить о том, что здесь представлены две верхние пачки юдомской свиты ранее рассматриваемых обнажений (см. рис.2). Если это так, то предпестроцветный разрыв проявился здесь даже более интенсивно, чем в классических разрезах р.Алдан.

Пестроцветная свита г.Конус начинается пачкой плитчатых темно-серых доломитов с зернами почти черного глауконита. Видимая мощность этой пачки порядка 2-3 м. В породе отчетливо распознаются остатки мелкоракучешниковой фауны и редкие сечения археоциат, определенных И.Т.Журавлевой как *Стурпорогосуатус*? sp., *Aldanosuathus sunnaginicus* (Zhur.), *Archaeolynthus* sp. (характерные для суннагинского горизонта формы).

Вышележащие красноцветные породы по структурным и текстурным признакам типичны для пестроцветной свиты. Они представлены

здесь, как и в ранее описанных обнажениях, доломитами. В нижних слоях этой пачки обнаружены обильные археоциаты, определенные И.Т.Журавлевой как: *Aldanocyathus ex gr. anabarensis* (Vol.), *A. sp.*, *Archaeolynthus polaris* (Vol.). Стратиграфически выше встречены: *Aldanocyathus anabarensis* (Vol.), *A.sp.*, *Robustocyathus robustus* (Vol.), *Aldanocyathus sunnaginicus* (Zhur.), *Dokidocyathus regularis* Zhur., *Okulitchicyathus disciformis* (Zhur.).

Совместно с археоциатами в породе имеется масса мелкоракучечной фауны. Но в процессе химпрепарирования она почти полностью растворилась, определить удалось лишь: *Aldanotreta sunnaginensis* Pelm., *Torellella lentiformis* (Sys.), *T. biconvexa* Miss., *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. isiticus* Miss., *Bemella obscuricosta* Zhou et Xiao.

Своеобразие описанного разреза, мраморизацию и ороговикование пород хдомской и пестроцветной свит в этом обнажении обуславливает отчетливо проявленный метаморфизм, связанный с контактовым воздействием гранитоидов, слагающих вершину р.Конус. Очевидно, что то же обстоятельство обусловило темно-серую окраску суннагинской пачки и почти полное растворение мелкоракучечной фауны из пестроцветной свиты.

В 2 км ниже по течению рч.Мал.Чайдах на левом борту вскрывается более полный разрез пестроцветной свиты, нижний контакт и аналоги суннагинской пачки в котором не обнажены. Но по составу осыпи мощность необнаженной части пестроцветной свиты не превышает 10 м. Здесь снизу вверх обнажаются:

	Мощность, м
1. Красноцветные плитчатые мергели и глинистые доломито-известняки	25
2. Чередование красноцветных и светло-серых доломито-известняков	25
3. Серые, иногда зеленовато-серые слоистые доломиты с характерной четковидной структурой	20
4. Переслаивание бурых глинистых и светло-серых доломитов с четковидной структурой	I, 5
5. Серые тонкослоистые доломиты	6
7. Плитчатые доломитовые мергели буровато- и зеленовато-серого цвета	5
8. Средне-толстослоистые зернистые доломиты	40

Все сказанное характеризует разрез пестроцветной свиты в верховьях рч. Мал.Чайдах как промежуточный между переходным и восточным. Об этом говорит небольшая (порядка 70 м) мощность собственно красноцветных пород, сравнимая с разрезами Алдана и обнажения высоты с отм. 1291 м (Хоментовский и др., 1983). Характерно, что в этой красноцветной части разреза отсутствует биогермная пачка, типичная для переходных разрезов. Но остатки археоциат здесь еще встречаются с основания пестроцветной свиты. Пестрые породы в виде маломощных пачек (слои 4, 6) появляются уже на уровне тумулдурской свиты, сложенной на реках Алдане и Гонаме только сероцветными доломитами.

Пестроцветная свита в описанном промежуточном разрезе рч. Мал.Чайдах, залегает на юдомских доломитах с глубоким размывом. В основании ее отчетливо обнажаются аналоги суннагинской пачки. Красноцветная часть пестроцветной свиты и здесь соответствует зоне *D. regularis*.

Последнее обнажение, которое нам удалось посетить, находится в верховьях р. Сэлиндэ, в 14 км к юго-востоку от оз. Мар-Кюэль и в 50 км к востоку от г. Конус (см. рис. 1). Кроме перечисленных выше статей по этому разрезу, упоминание о нем имеется и в работе В. И. Коршунова (1972).

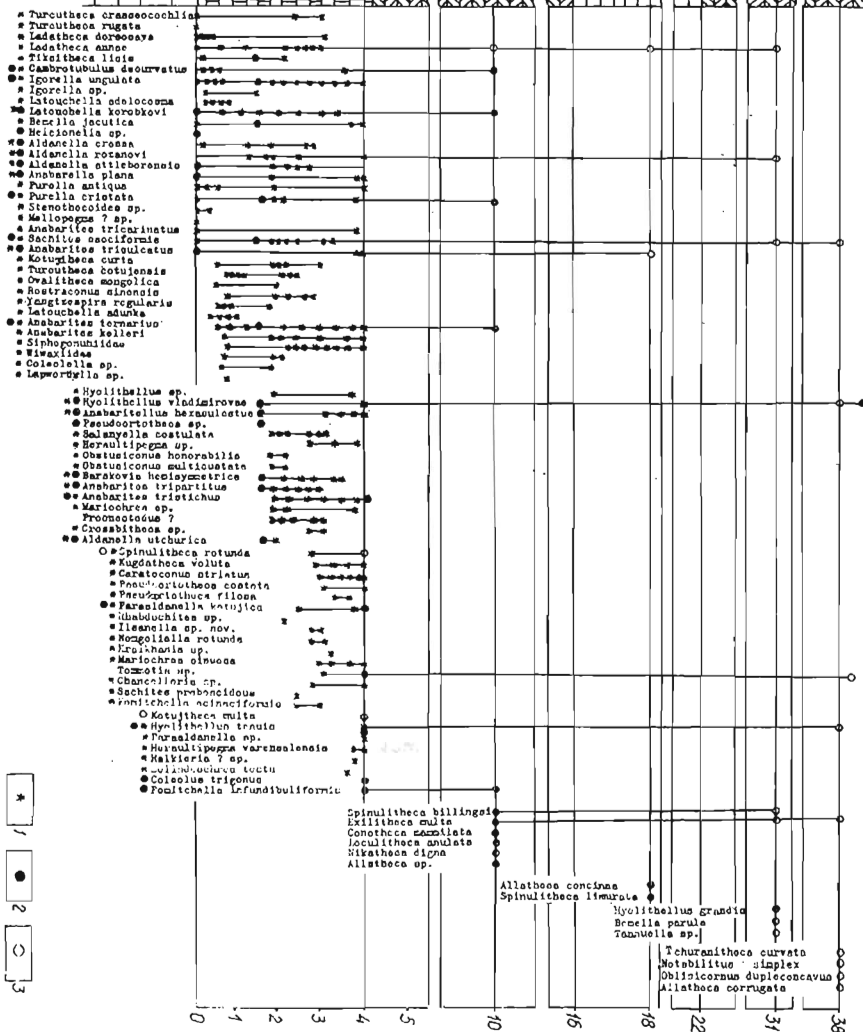
Специфика разреза верховьев р. Сэлиндэ определяется природой этого обнажения. Оно образует гигантский карстовый кар с устойчивым и интенсивным базисом эрозии, связанным с тем, что р. Сэлиндэ в виде мощной полноводной вклины вырывается из карстовой полости в его основании. Большая энергия этого потока и интенсивное развитие карста обусловили здесь аномальную для района крутизну рельефа, интенсивную эрозию и широкое развитие обвальных и оползневых явлений. Последние наиболее интенсивно проявлены в нижней части кара, сложенной породами юдомской свиты. Здесь свалы гигантских глыб чередуются со столбовидными выходами юдомских доломитов, причем наклон слоев в каждом из них имеет несколько отличную ориентировку. Отсюда очевидно, что мощности выделяемых в разрезе пачек могут быть измерены весьма приблизительно. Однако общая сходимоссть разреза по двум носам, разделенным задернованным понижением, позволяет составить, по крайней мере, качественное представление о строении верхней части юдомской серии (см. рис. 2) (снизу вверх):

1. Доломиты толстослоистые и массивные, серые, грубозернистые, мелкокавернозные, часто с отчетливой косой слоистостью. Видимая мощность 15
2. Чередование серых среднеслоистых доломитов с тонкоплитчатыми разностями, обогащенными глинистым материалом, а в отдельных прослоях появляются обильные крупные, хорошо окатанные зерна кварца. Отсюда определены *Cambrotubulus* sp., *Marguelia* sp., а по данным предыдущих исследователей (Воронова и др., 1983), *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Anabarites trisulcatus* Miss. 2-3
3. Серые толстослоистые доломиты, в которых, начиная с 6 м от подошвы, на нескольких уровнях встречены *Cambrotubulus* sp., *Anabarites* sp. 26
4. Задернованный интервал с высыпкой плитчатых доломитов . . . 5
6. Серые средне-толстослоистые доломиты, иногда стратиферовые. Встречаются линзовидные прослойки, обогащенные глинистым материалом и отдельными зернами глауконита. В средней части этой пачки встречена *Tiksithesa* sp., а по данным предшественников (Воронова и др., 1983), *Anabarites trisulcatus* Miss. 17

Суммарная мощность реконструированного таким образом разреза верхов юдомской свиты достигает 65 м. В нижней части левого носа имеются столбовидные выходы юдомских доломитов, по которым разрез может быть достроен вниз еще на 10-15 м. Но они, скорее всего, сползли по склону и являются аналогами нижней части описанного разреза.

Пестроцветная свита залегает на юдомских доломитах с резким размывом и эрозионными карманами. Западины предпестроцветного рельефа выполнены грубозернистым, существенно доломитовым песчаником, в котором присутствует обильный зернистый глауконит и многочисленные зерна кварца. На поднятиях, разделяющих эти западины, юдомские доломиты сменяются слоистыми зеленовато-серыми доломитами суннагинской пачки без базального слоя. В этом случае, при беглом осмотре обнажения, может сложиться впечатление о постепенном характере перехода между рассматриваемыми подразделениями (Коршунов, 1972). Мощность зеленовато-серых доломитов, прослоями интенсивно обогащенных зернистым глауконитом, от 4 до

Юдомская свита Vjd П е с т р о ц в е т н а я с в и т а Ёрs
Суннагинская почка



6 м. Изменения мощности обусловлены постепенным переходом отложений этой пачки в красноцветную часть пестроцветной свиты. Чем интенсивнее выветрены породы, тем ниже по разрезу появляются розовые и буроватые разности. В 25 м от основания пестроцветной свиты выделяется маркирующая пачка светло-серых волнисто-слоистых известняков мощностью 12-13 м (рис. 3). Выше по разрезу вновь резко преобладают красноцветные разности пород. Суммарная мощность пестроцветной свиты в рассматриваемом разрезе достигает 107 м (Воронова и др., 1983) - 115 м (Вальков, 1982). Резко отличную и явно заниженную мощность приводит В.И. Коршунов - 76 м. Самая верхняя часть сэлиндинского кара сложена светло-серыми доломитизированными известняками мощностью 20-25 м, в которых встречены трилобиты зоны *Fallotaspis* (Коршунов, 1972) и появляются атдабанские археоциаты. К атдабанскому ярусу по мелкоракучной фауне отнесены, по крайней мере, верхние 9,5 м пестроцветной свиты (Воронова и др., 1983).

Большая мощность пестроцветной свиты, практически полное отсутствие в ней археоциатов позволяет сравнивать сэлиндинский разрез ее с разрезами пестроцветной свиты р. Лены в той ее части, которая вскрывается в интервале пос. Сайлык - устье рч. Анна-Крюйзте. Эти разрезы на уровне томмотского яруса находились, несомненно, уже в восточной фациальной области.

Нами в верховьях р. Сэлиндэ детально были изучены лишь самые низы разреза пестроцветной свиты. Большое количество послойно отобранных образцов отсюда было подвергнуто химпрепарированию в слабых кислотах, благодаря чему удалось значительно пополнить палеонтологическую характеристику этих слоев.

На таблице (см. рис. 3), в которую включены и данные предшественников, особо выделенные в условных обозначениях, суммирован весь известный на сегодняшний день фактический материал. Он позволяет наметить

здесь целый ряд дробных ассоциаций мелкоракучечной фауны. Анализ этой таблицы убеждает в том, что пестроцветная свита с самого основания отвечает суннагинскому горизонту, как это считали Л.Г.Воронова и соавторы в 1983 г. Во всяком случае, наличие в нижних 1,5 м ее *Turcuthesa crasseocochlia* (Sys.), *T.rugata* Miss., *T.cotuiensis* Miss., *Lapworthella* sp., *Sachites* *sacciformis* Mesh., *Aldanella* ex gr. *attleborensis* (Shal. et Foerst.), *Tiksitheca licis* Miss., *Ovalithea mongolica* и др. не позволяет помещать эту часть разреза ниже суннагинского горизонта. В вышележащих 3-5 м пестроцветной свиты количество форм, обосновывающих этот вывод, резко увеличивается (см. рис.3). Несмотря на обильную и весьма специфичную характеристику низов пестроцветной свиты, формы, типичные для зоны *D.regularis* — *Tchuranithea curvata* Sys., *Notabilites simplex* Sys., *Oblisicornus duplesconavus* Sys., появляются лишь с 35-38 м ее основания, в связи с чем А.К.Вальков (1982), по-видимому, и считал, что нижняя граница аналогов суннагинского горизонта проходит несколько ниже — в 27 м от основания пестроцветной свиты. Вряд ли на основании приведенных форм в сэллиндинском разрезе можно уверенно разграничить зоны *A.sunnaginicus* и *D.regularis*. Скорее всего, правы Л.Г.Воронова и ее соавторы, объединившие здесь обе эти зоны. О принципиальной близости названных подразделений неоднократно писал ранее В.В.Хоментовский (1976).

О выделении в сэллиндинском разрезе аналогов суннагинского горизонта больше дают историко-геологические данные. Здесь, как и во всех выше охарактеризованных разрезах рек Алдан и Гонам, а также в промежуточном разрезе г.Конус, в основании пестроцветной свиты, лежащей с резким размывом на юдомских доломитах, выделяется очень характерная, насыщенная глауконитом суннагинская пачка, имеющая повсеместно близкие мощности (см. рис.2). Эта пачка в пределах всей рассмотренной территории является прекрасным маркером, знаменующим начало нижнекембрийской трансгрессии, связанной с эвстатическим поднятием уровня мирового океана. Обилие фауны, связанной с этими слоями, обусловлено миграцией ее со смежных бассейнов, где она эволюционировала до уровня суннагинских слоев ранее (Савицкий, 1975). Таких бассейнов со специфической фауной было, по-видимому, несколько, что и определяет специфику палеонтологической характеристики древнейших слоев кембрия в различных районах Сибирской платформы.

Характерный суннагинский маркер связывает и позволяет коррелировать сообщества окаменелостей различных фациальных зон юга Якутии. Фактором, способствующим подобной корреляции, является то, что низы пестроцветной свиты здесь по сравнению с подстилающими и перекрывающими отложениями отличаются гораздо большим обилием и разнообразием палеонтологических остатков (Хоментовский, 1976). Все сказанное с нашей точки зрения позволяет сделать ряд выводов:

1. В пределах всей рассмотренной территории пестроцветная свита отделяется от юдомской явным и достаточно одновременным разрывом.

2. Хотя и не исключено, что вслед за предпестроцветным разрывом кембрийская трансгрессия начиналась не всюду строго синхронно, но повсеместно самые молодые слои юдомской свиты с соответствующими комплексами окаменелостей будут древнее, чем самые нижние слои пестроцветной свиты.

3. Зона *A.sunnaginicus* - *T.liscis* переходных разрезов пестроцветной свиты (начиная с основания суннагинской пачки) одновозрастна зоне *L.korobkovi* - *A.plana* восточной фациальной области. Более того, последнее название вряд ли можно считать удачным, поскольку обе зональные формы ее имеют слишком широкий диапазон распространения. Они появляются в досуннагинских отложениях и проходят в гораздо более молодые слои.

4. В досуннагинских отложениях в настоящее время могут быть выделены две зоны. Нижняя из них - *A.trisulcatus* соответствует, по крайней мере, IV пачке юдомской свиты и представлена очень бедной ассоциацией окаменелостей, различными анабаритами, а также проблематиками типа *Cambrotubulus* и *Markuelia*.

Вторая зона начинается с основания V пачки юдомской свиты и характеризуется несколько более богатой ассоциацией окаменелостей, которая, однако, принципиально отличается от комплекса суннагинского горизонта. По форме, наиболее широко распространенной в различных районах Сибири, для этой зоны предлагается название *Pirella antiqua* (Хоментовский и др., 1983).

5. Разрезы восточного типа низов пестроцветной свиты, в частности разрез, описанный в верховьях р.Сэлиндэ, представляют исключительный интерес для широких корреляций благодаря тому, что в них в изобилии встречены формы, характерные для Монголии:

Ovalithea mongolica Sys., *Salanyella costulata* Miss., *Nomgo-liella rotunda* H.Zhegallo, *Kraikhanian* sp. и Китая: *Latouchella adelocosma*, *Ceratoconus striatus* Y.Y.Chen et Zhang, *Rostraconus sinensis* Liang, *Obstusiconus honorabilis* Qian, *O.multicostata* Yu, *Yangtzespira regularis* Liang, *Rhabdohites* sp. Наличие последних представляет особый интерес в свете решения задач, поставленных на последнем коллоквиуме в Упсале (1986 г.), о необходимости корреляции биостратиграфических схем, переходных от кембрия к докембрию отложений Сибири и Китая.

Сравнивая формацию Юхукун мейшунунского разреза (Luo Huilin et al., 1984; Xing Yusheng, 1984) с разрезами верхов юдомской и пестроцветной свит юга Якутии по особенностям состава и строения, а также по специфике ассоциаций окаменелостей, можно отметить следующие общие черты: I. Сравниваемые стратиграфические подразделения в нижней части сложены светлыми доломитами с редкими, спорадически распространенными окаменелостями. Выше залегает сравнительно небольшая пачка с глауконитом и с явными признаками размывов и перемывов осадка, содержащая наиболее обильные и разнообразные комплексы мелкоракучечной фауны. В Сибири это суннагинская пачка, а в мейшунунском разрезе — пачка Zhongyicun. По специфике строения и богатству окаменелостями, особенно в верхней части, последняя напоминает суннагинскую пачку элидинского разреза. Общими здесь являются *Ovalithea mongolica* Sys., обильные *Siphonochelidae*, *Rostraconus sinensis* Liang, *Yangtzespira regularis* Liang, брахиоподы *Aldanotreta* sp., а также *Turcuthes crasseocochlia* (Sys.), *Spinulithea billingsi* (Sys.), *Sachites sacciformis* Mesh. и др.

Вышележащая формация Qiongzhusi весьма напоминает типичную пестроцветную свиту, особенно в среднем течении Юдомы, где последняя приобретает серую окраску. Комплекс мелкоракучечной фауны отсюда гораздо более бедный, но в нем встречены типичные для более высоких слоев томмотского яруса *Lapworthella bella* Miss., *L.dentata* Miss., *Burites erum* Miss., *Allathea degeeri* Holm.

Менее определенна корреляция самой древней пачки мейшунунского разреза Xiaowaitoushan. По обилию анабаритов и в том числе *A.trisulcatus* Miss., появлению первых *Circothecidae* она была отнесена еще к досуннагинским слоям сибирских разрезов.

Однако из ее верхней части указываются брахиоподы, неизвестные пока на этом стратиграфическом уровне в Сибири.

Весьма вероятно, что пачка Xiaowaitoushan Китая заполняет перерыв между юдомской и пестроцветной свитами, отмеченный во всех ранее описанных разрезах Южной Якутии.

6. Самобытность ассоциаций окаменелостей древнейших слоев томмотского яруса на юге Сибири, в МНР и Китае и существенное отличие последовательности появления в этих разрезах отдельных таксонов свидетельствует о том, что для получения представлений об истинных диапазонах распространения многих руководящих форм мелкоракучечной фауны необходимо провести еще очень большую работу.

Литература

АВДЕЕВА В.И., ВАЛЬКОВ А.К., КАРЛОВА Г.А. и др. О стратотипе нижней границы кембрия в Улахан-Сулугурском обнажении р.Алдан. — В кн.: Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вендские отложения. Новосибирск: ИГиГ, 1983, с.18–28.

ВАЛЬКОВ А.К. Биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1982. 91 с.

ВАЛЬКОВ А.К. Распространение древнейших скелетных организмов и корреляция нижней границы кембрия в юго-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вендские отложения. Новосибирск: ИГиГ, 1983, с.37–48.

ВАЛЬКОВ А.К., КАРЛОВА Г.А. Фауна переходных венд-кембрийских слоев нижнего течения р.Гонам. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь. Новосибирск: ИГиГ, 1984, с.12–41.

ВОРОНОВА Л.Г., ГРИГОРЬЕВА Н.В., ЖЕТАЛЛО Е.А., МИССАРЖЕВСКИЙ В.В., СЫСОЕВ В.А. Возраст слоев *Oelandiella Korobkovi* — *Anabarella plana* на Сибирской платформе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 12, с.80–84.

КОРШУНОВ В.И. Биостратиграфия и археоциаты нижнего кембрия северо-востока Алданской антеклизы. Якутск: Якут.кн.изд-во, 1972. 138 с.

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.

СЕМИХАТОВ М.А., КОМАР Вл.А., СЕРЕБРЯКОВ С.Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970. 207 с.

СЕМИХАТОВ М.А., СЕРЕБРЯКОВ С.Н. Сибирский стратотип рифея. М.: Наука, 1983. 222 с.

ФЕДОРОВ А.Б. Пограничные отложения докембрия и кембрия юга Сибирской платформы. - В кн.: Границы крупных подразделений фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1982, с.29-39.

ФЕДОРОВ А.Б. Новые представители скелетной органики в стратотипических разрезах докембрия-кембрия Сибирской платформы (реки Алдан, Котуй). - В кн.: Новые виды древних беспозвоночных и растений нефтегазоносных провинций Сибири. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1984, с.5-9.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В. О стратотипе нижней границы кембрия в бассейне р.Алдан. - Геол. и геофиз., 1986, № 10, с.3-9.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В., РЕПИНА Л.Н. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М.: Наука, 1965. 199 с.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В., ВАЛЬКОВ А.К., КАРЛОВА Г.А., НУЖНОВ С.В. Опорный разрез докембрийско-кембрийских отложений р.Гонам. - В кн.: Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вендские отложения. Новосибирск: ИГиГ, 1983, с.29-44.

LUO HUILIN, JIANG ZHIWEN, WU XICHE et all. Sinian-Cambrian boundary stratotype section at Meishucun, Jinning, Yunnan China. - People's Publishing. House, Yunnan, 1984. 154 p.

XING YUSHENG, LUO HUILIN. Precambrian-Cambrian boundary candidate, Meishucun, Jinning, Yunnan, China. - Geol. Magazine, 1984, v.121, N 3, p.143-170.

В.И.Сухоруков
ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ
ХРЕБТА УЛАХАН-БАМ

Рассматриваемая территория находится в западной половине Сетте-Дабанского горст-антиклинория, известной в качестве Кыллахского поднятия (Ян-жин-шин, 1983). В этой структуре обнажается наиболее полный разрез рифея, который в разные годы изучался А.К.Башариным (1967), С.В.Нужновым (1967), Вл.А.Комаром и др. (1970), В.В.Хоментовским и др. (Опорные разрезы ..., 1972), И.Г.Шаповаловой (1974), И.Г.Волкодав, А.И.Старниковым и др. (1978), П.Н.Колосовым (1979), В.А.Ян-жин-шином и др. (1977, 1983), М.А.Семихатовым и С.Н.Серебряковым (1983), а также многими другими исследователями.

В период с 1974 по 1983 гг. в центральной части Кыллахского поднятия (междуречье Сахара – Юдома) геологами Аллах-Юньской геологоразведочной экспедиции ГГО "Якутскгеология", при участии автора, проводилась групповая геологическая съемка м-ба 1:50 000. Она охватила Нельканскую, Гувиндинскую, Чагдинскую и Улахан-Бамскую антиклинали, являющиеся областями распространения верхнерифейских отложений (рис.1). Некоторые результаты этих работ нашли отражение в совместных публикациях (Ян-жин-шин и др., 1977; Волкодав и др., 1978). Однако новые данные по стратиграфии верхнего рифея Улахан-Бамской антиклинали – крайней восточной "рифейской" структуры Кыллахского поднятия, заслуживают более детального рассмотрения, поскольку верхнерифейские отложения этой структуры путем крупномасштабного картирования были изучены впервые.

Позднедокембрийские отложения развиты здесь на обоих склонах Улахан-Бамского хребта. Они представлены терригенно-карбонатными породами лахандинской подсерии майской серии и терригенными образованиями уйской серии.

Своеобразием верхнего рифея хр.Улахан-Бам является наличие среди осадочных пород многочисленных субпластовых магматических тел основного состава различной протяженности и мощности, значительную часть которых, по нашим данным, следует относить к эффузивам.

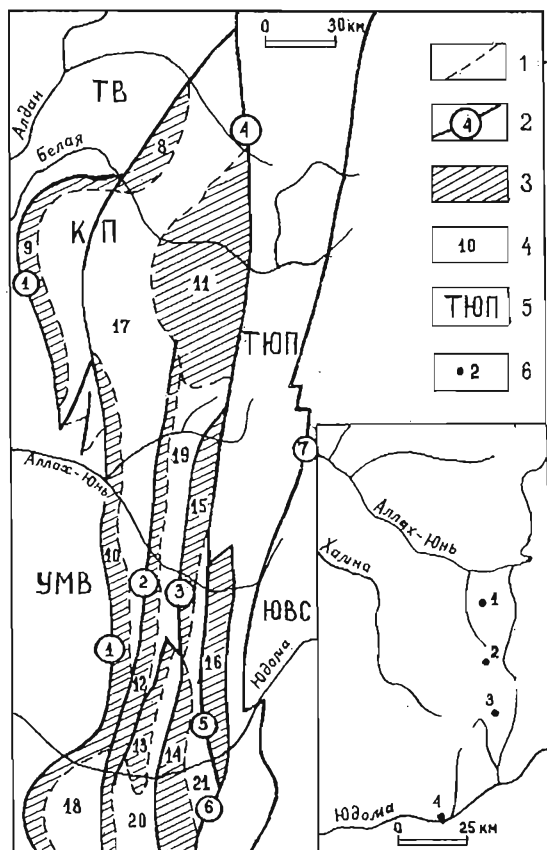


Рис. I. Структурная схема северной половины Кылахского поднятия (по В.А. Ян-жин-шину, 1983). На врезке - места расположения опорных разрезов верхнего рифея хр. Улахан-Бам.

I - стратиграфические границы; 2 - дизъюнктивные границы (1-7 - разломы: I - Нельканско-Кылахский, 2 - Гувиндинский, 3 - Чагдинский, 4 - Акринский, 5 - Улахан-Бамский, 6 - Бурхалинский, 7 - Восточно-Сеттедабанский); 3 - области распространения рифейских отложений; 4 - пикетивные структуры Кылахского поднятия (8-

16 - антиклинали: 8 - Эбейкэ-Хаятинская, 9 - Кылахская, 10 - Нельканская, 11 - Гороностахская, 12 - Гувиндинская, 13 - Тимирбитская, 14 - Юдомо-Майская, 15 - Чагдинская, 16 - Улахан-Бамская; 17-21 - синклинали: 17 - Керби-Хамнинская, 18 - Лякинская, 19 - Селендинская, 20 - Пуханильская, 21 - Ытыгская); 5 - региональные структуры Сетте-Дабана: КП - Кылахское и ТЮП - Томпо-Юдомское поднятия; структуры обрамления: ТВ - Томпонская и УМВ - Учуро-Майская впадины, ЮВС - Южно-Верхоянский синклинорий; на врезке: 6 - места расположения опорных разрезов (I - вильской, эльдиканской, саларской и грэнской свит, 2 - кандыкской свиты; 3 - рябиновской, малосахаринской и кеатанской свит, 4 - дэльдундинской свиты).

Лахандинская подсерия

Отложения подсерии распространены на западном склоне хр. Улахан-Бам. В их составе, как и повсеместно на северной половине Кыллахского поднятия (к северу от р.Юдомы), выделяются вильская, эльдиканская, саларская и греньская свиты. Опорный разрез подсерии обнажается на правом водоразделе руч.Элик – правого притока р.Половинки (см. рис.1).

Вильская свита согласно залегает на белых "сахаровидных" доломитах ципандинской (фирской) свиты, являющихся самыми древними породами района. Нижняя часть вильской свиты преимущественно терригенная, а верхняя – известняково-доломитовая. В опорном разрезе ее слагают:*

	Мощность, м
1. Аргиллиты темно- и зеленовато-серые, зеленые; алевролиты темно-серые; мергели доломитистые вишневые. Отмечаются прослои строматолитовых доломитов и доломитовых известняков .	50
2. Грубое чередование серых известняков и доломитов	50
3. Переслаивание доломитов серых и светло-серых. Породы мелкозернистые массивные с неровной поверхностью выветривания	45
4. Доломиты светло-серые мелкозернистые массивные с прослоями желтовато-серых строматолитовых разностей	35

Общая мощность вильской свиты в опорном разрезе составляет 180 м, а в пределах хр.Улахан-Бам увеличивается до 200 м. Ее двухчленное строение, по данным геологов Аллаха-Юньской экспедиции, сохраняется и в бассейнах рек Сахара – Белая. Из карбонатных прослоев в терригенной пачке И.Г.Шаповаловой определены *Baiacalia* sp., *Conophyton lituum* Masl.

Эльдиканская свита имеет четкую согласную границу с вильской свитой. Характеризуется преимущественно терригенной нижней частью и карбонатной верхней. В опорном разрезе ее слагают:

	Мощность, м
1. Переслаивание алевролитов и аргиллитов зеленых, желто-зеленых, реже буроватых и темно-серых. Преобладают аргиллиты...	49
2. Переслаивание алевролитов и аргиллитов темно-серых, реже та-	

* Здесь и далее описание разрезов приводится снизу вверх.

- бачно-зеленых. Отмечаются редкие прослои до 0,2–0,4 м известняков серых и темно-серых, иногда строматолитовых . . . 89
3. Известняки серые и темно-серые, иногда осветленные мраморизованные с корками аргиллитов по плоскостям наслоения . . . 5
 4. Переслаивание по 0,2–0,6 м известняков темно-серых прерывисто-слоистых и аргиллитов серо-зеленых, содержащих линзовидные прослои до 0,1–0,2 м серых кварцевых песчаников . . . 26
 5. Известняки серые и темно-серые, в кровле черные, горизонтально-слоистые с белесой, пятнами желтоватой поверхностью выветривания 71
 6. Известняки серые, в кровле желтовато-серые, волнисто-слоистые 23
 7. Известняки темно-серые с линзами серо-зеленых алевролитов 20
 8. Известняки серые, темно-серые и черные волнисто-слоистые с прослоями по 0,3–0,5 м грязно-серых строматолитовых разновидностей 46

Общая мощность эльдиканской свиты в опорном разрезе составляет 329 м, а в пределах хр. Улахан-Бам меняется до 380 м. Четкое двухчленное строение свиты сохраняется и в бассейнах рек Сахара – Белая, что дает возможность подразделять ее при крупномасштабном картировании на нижнюю (слои I–4) и верхнюю (слои 5–8) под-свиты. По нашим сборам из строматолитовых известняков И.Г. Шаповаловой определены *Conophyton lituum* Masl., *Baicalia* sp., *Conophyton cylindricum* Masl.

Саларская свита имеет согласную границу с эльдиканской и характеризуется четырехчленным строением, обусловленным чередованием терригенных и карбонатных пачек. В опорном разрезе ее слагают:

- I. Переслаивание алевролитов серых, желто- и зеленовато-серых слоистых и аргиллитов желто-зеленых 18
2. Алевролиты предыдущего слоя, часто лимонитизированные и содержащие прослои зеленовато-серых мраморизованных известняков 75
3. Неравномерное переслаивание известняков серых, темно- и пепельно-серых волнисто-слоистых, иногда строматолитовых. . . 77
4. Известняки серые и светло-серые, мраморизованные, с редкими линзами внутрислоевых мелкообломочных брекчий 18

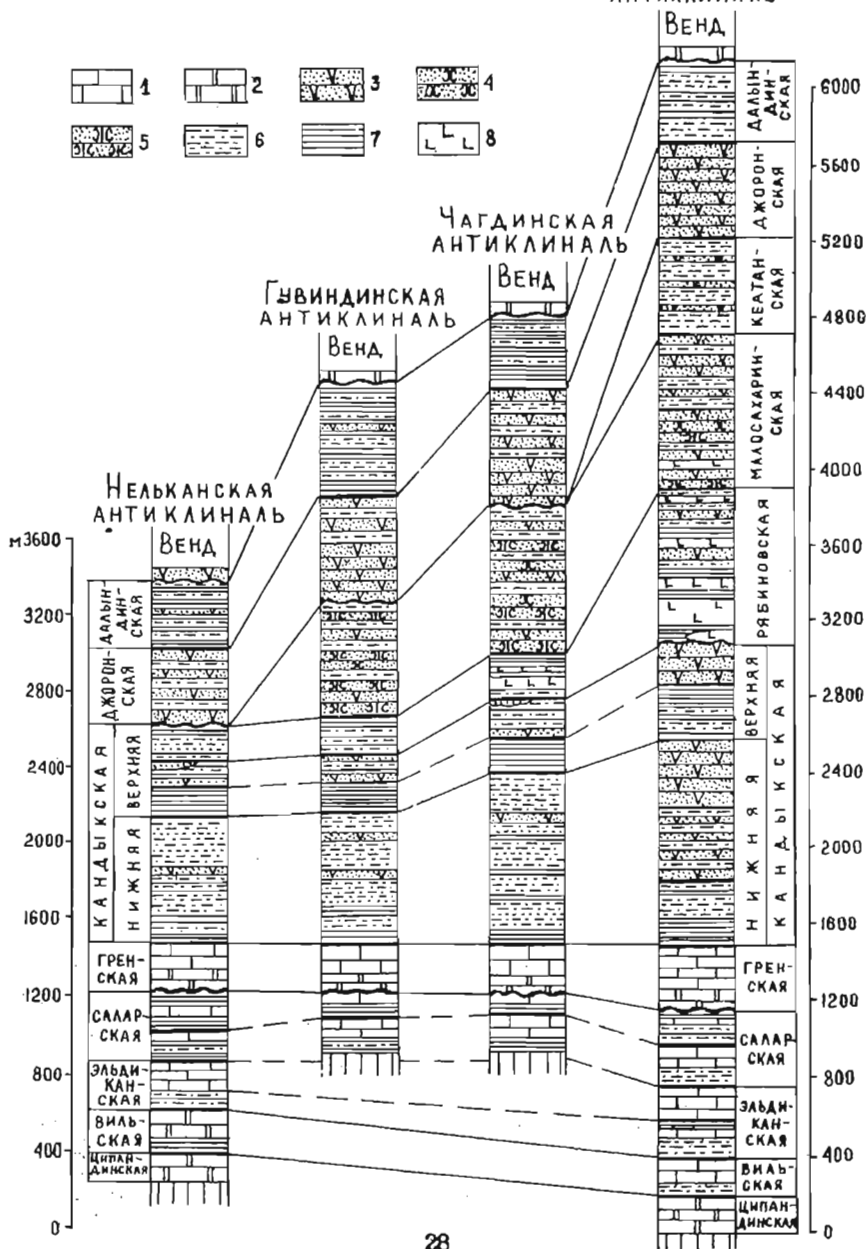
5. Алевролиты желто-зеленые и серые, с корками лимонита в нижней трети пачки и прослоями светло-серых мраморизованных известняков 62
6. Переслаивание по 2-3 м алевролитов зеленовато-серых и желтовато-зеленых; серых, темно-серых, иногда строматолитовых известняков 14
7. Грубое чередование известняков серых и темно-серых волнисто-плитчатых, близ кровли микрофитолитовых толсто-плитчатых . 39
8. Аргиллиты зеленые с прослоями бордовых разновидностей . . 4

Общая мощность саларской свиты в опорном разрезе составляет 307 м, а в пределах хр. Улахан-Бам меняется до 320 м. Ритмичное строение свиты сохраняется и в бассейнах рек Сахара - Белая, что дает возможность выделять в ее составе нижнюю (пачки I-4) и верхнюю (пачки 5-8) подсвиты. Из строматолитовых известняков по нашим сборам И.Г. Шаповаловой определены *Conophyton metula* Kir., *C. lituum* Masl.

Гренская свита с небольшим размывом залегает на разных горизонтах саларской свиты. По литологическим признакам она делится на три пачки, которые могут картироваться при детальном работах: нижнюю - "цветных" строматолитовых доломитов, среднюю - микрофитолитовых (онколитовых) известняков и верхнюю - серых сланцеватых известняков с прослоями доломитов. В опорном разрезе ее слагают:

- I. Доломиты известковистые строматолитовые пятнистые, желтовато-, зеленовато- и розовато-серые грубо-плитчатые с характерной розовато-оранжевой поверхностью выветривания и прослоями в кровле микрофитолитовых известняков с *Nubecularites uniformis* Z. Zhur. 2I
2. Переслаивание по 2-4 м известняков серых, темно- и пепельно-серых, волнисто-слоистых и микрофитолитовых разновидностей 58
3. Известняки пепельно- и светло-серые с линзами микрофитолитовых и прослоями темно-серых битуминозных разностей . . . 28
4. Известняки серые и пепельно-серые с прослоями до 0,5 м темно-серых микрофитолитовых разностей с *Vesicularites raabinae* Zabr., *V. vapolensis* Zabr. 2I

Улахан-Бамская антиклиналь



5. Неравномерное переслаивание известняков микрофитолитовых пепельно- и темно-серых. Близ кровли прослой серых доломитов 28
6. Известняки пепельно- и темно-серые, волнисто-слоистые . 24
7. Переслаивание доломитов строматолитовых серых и доломитов известковистых темно-серых 8
8. Неравномерное переслаивание известняков темно-серых, волнисто-слоистых и серых микрофитолитовых с *Ozagia* sp. . . . 78
9. Известняки серые сланцеватые, содержащие через 2-3 м прослой до 0,4 м строматолитовых и песчанистых (в кровле) доломитов 27
10. Неравномерное переслаивание доломитов известковистых серых, известняков грязно-серых и доломитов песчанистых желтоватых 24

Общая мощность гренской свиты в опорном разрезе составляет 317 м, а в пределах хр. Улахан-Бам меняется от 250 до 350 м, сокращаясь к северу и югу от р. Аллах-Юнь.

Кроме приведенного комплекса микрофитолитов, из пород свиты по нашим сборам П.Н. Колосовым определены *Vesicularites* ex gr. *enigmatus* Zabr., *V. elongatus* Zabr., *Dzhelindia minita* Kol., а И.Г. Шаповаловой – строматолиты *Confragovia* cf. *confragosa* Semikh.

Сравнивая сводные разрезы лахандинской подсерии бассейнов рек Аллах-Юнь и Юдома в различных структурах к востоку от Нелькано-Кыллахского краевого шва, следует отметить, что мощности и литологический состав свит меняются незначительно (рис.2). При этом везде сохраняется четкая трансгрессивная ритмичность в строении вильской, альдиканской и саларской свит, а гренская является собой слабо выраженный регрессивный ритм. Таким образом, можно сделать вывод о единообразии смены условий осадконакопле-

Рис.2. Сопоставление сводных разрезов верхнего рифея центральной части Кыллахского поднятия (по материалам автора)

1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – песчаники кварцевые и полево-шпатово-кварцевые, 4 – песчаники полимиктовые, 5 – песчаники граувакковые, 6 – алевролиты, 7 – слюдисто-глинистые сланцы и аргиллиты, 8 – базальты.

ния в лахандинском палеобассейне центральной части Кылахского поднятия.

Среди отложений лахандинской подсерии хр.Улахан-Бам геологическим картированием установлено наличие 5-7 уровней протяженных (десятки км) субпластовых интрузий диабазов, общая мощность которых достигает 300 м^{*}, что сопоставимо только с аналогичными образованиями Чагдинской антиклинали. Западнее, к Нелькано-Кылахскому шву, мощность силлов резко сокращается и в Гувиндинской и Нельканской антиклиналях не превышает 15-20 м.

В региональном плане вильская, эльдиканская и саларская свиты северной половины Кылахского поднятия с известной долей условности параллелизуются с кумахинской, мильконской и нельканской свитами южных районов, а все вместе, по мнению М.А.Семихатова и С.Н.Серебрякова (1983), отвечают нерюенской свите (Комар и др., 1970). Гренская свита уверенно сопоставляется с игниканской.

Уйская серия

Уйские отложения широко распространены на обоих склонах хр. Улахан-Бам, где с постепенным переходом залегают на лахандинских образованиях. В процессе геологического картирования они были расчленены, исходя из стратиграфической схемы северной половины Кылахского поднятия (Ян-жия-шин и др., 1977), на кандыкскую, малосахаринскую, джоронскую и далындинскую свиты. Последующий анализ фактического материала показал необходимость выделения между кандыкской и малосахаринской, малосахаринской и джоронской свитами (в объемах, наиболее отвечающих стратотипическим) двух новых свит, которые мы предлагаем именовать соответственно рябиновской и кеатанской.

Уйские отложения хр.Улахан-Бам объединяют, по нашему мнению, три сложно построенных регрессивных макроритма. Кандыкская свита отвечает первому из них, рябиновская, малосахаринская, кеатанская и джоронская слагают второй, а далындинская начинается третий. Последний макроритм не завершён из-за предъюдомского

* Мощности силлов при характеристике разрезов не учитывались.

размыта. Некоторые части этих макоритмов, по признаку более мелкой ритмичности, могут быть выделены в мезоритмы, подсвиты и пакки.

Кандыкская свита наиболее широко и в полном объеме распространена на западном склоне хр. Улахан-Бам, от верховьев р. Чагды до водораздела рек Аканжа – Кеатан. Южнее наблюдается лишь ее верхняя часть, выклинивающаяся по предъюдомскому несогласию (Сухоруков, 1984) в среднем течении р. Кеатан. Опорный разрез свиты описан в центральной части хребта в районе озера Ледникового (см. рис. 1), где она представлена чередованием алевроитово-аргиллитовых и песчаниковых пачек, слагающих два завершенных регрессивных мезоритма – нижнюю и верхнюю подсвиты. Характерными признаками пород кандыкской свиты являются: преобладание сероцветной окраски, преимущественно хорошая сортированность обломочного материала, наличие знаков ряби и трещин усыхания на поверхностях пластовой отдельности.

Н и ж н я я подсвита согласно перекрывает гренские известняки и песчанистые доломиты. В опорном разрезе ее слагают:

	Мощность, м
1. Песчаники кварцево-известковистые светло-серые и аргиллиты серые, с линзами песчанистых известняков	2
2. Тонкий (2–5 см) ритм аргиллитов слюдястых серых, темно-серых и алевролитов серых с зеленоватым оттенком, содержащий редкие слои до 2–4 см серых кварцевых песчаников. Преобладают аргиллиты	63
3. Аргиллиты слюдястые зеленовато-серые, в кровле темно-серые, с редкими слоями до 5–10 см алевролитов и кварцевых песчаников	36
4. Алевролиты песчанистые и слюдястые темно-серые с редкими пакетами до 0,2–0,4 м зеленовато-серых аргиллитов. В подошве частые прослои кварцевых, иногда известковистых, песчаников.	53
5. Песчаники кварцевые и полевошатово-кварцевые серые, реже светло-серые, мелко- и тонкозернистые плитчатые, в кровле грубоплитчатые с редкими пакетами до 0,1–0,2 м аргиллитов и алевролитов	57
6. Тонкий (1–3 см) ритм песчаников полевошатово-кварцевых светло- и желтовато-серых, алевролитов темно-серых . . .	52

7. Песчаники кварцевые и полевошпатово-кварцевые серые, светло- и желтовато-серые мелкозернистые массивные грубоплитчатые 18
8. Тонкий (1-3 см) ритм песчаников полевошпатово-кварцевых грязно- и светло-серых и алевролитов серых, в кровле темно-серых 60
9. Песчаники полевошпатово-кварцевые серые и кварцевые светло-серые мелкозернистые плитчатые и грубоплитчатые 51
10. Алевролиты песчаные серые тонкоплитчатые 25
11. Тонкий (2-3 см) ритм песчаников полевошпатово-кварцевых серых, светло-серых и алевролитов, реже аргиллитов, темно-серых и черных, содержащий редкие пласты (1-2 м) известковистых песчаников 70
12. Песчаники полевошпатово-кварцевые светло-серые разномасштабные массивные, в грубом неравномерном чередовании с песчаниками кварцевыми серыми мелкозернистыми. Редкие прослои алевролитов 85
13. Тонкий ритм песчаников полевошпатово-кварцевых серых и светло-серых мелкозернистых, алевролитов песчаных темно-серых. Отмечаются редкие пласты до 1-2 м разномасштабных песчаников 56
14. Песчаники полевошпатово-кварцевые светло-серые и кварцевые серые мелкозернистые грубоплитчатые 36
15. Песчаники кварцевые светло-серые и полевошпатово-кварцевые белые, в средней части зеленовато- и розовато-серые, разномасштабные грубоплитчатые с редкими пакетами до 1 м песчаных алевролитов 109
16. Алевропесчаники кварцевые светло-серые тонкоплитчатые 29
17. Чередование по 7-15 м песчаников кварцевых, полевошпатово-кварцевых светло-серых и белых мелко- и среднезернистых грубоплитчатых, с тонким ритмом зеленовато-серых песчаников и темно-серых алевролитов. Резко преобладают светлоокрашенные песчаники 55
18. Песчаники кварцевые, темно- и зеленовато-серые мелкозернистые с редкими слоями по 2-4 см темно-серых алевролитов и пластами по 1,5-3 м светлоокрашенных полевошпатово-кварцевых песчаников 88

19. Песчаники алевритистые темно-серые и кварцевые зеленовато-серые, содержащие через 8-10 см слойки по 1-3 см серых алевролитов 28

Мощность нижнекандыкской подсвита в опорном разрезе составляет 970 м, а в пределах хр. Улахан-Бам постепенно уменьшается к северу от 1000 до 850 м. При геологическом картировании подсвита уверенно подразделяется на три ритмопачки, грубеющие вверх по разрезу (слои I-6, 7-13 и 14-19).

В е р х н я я подсвита повсеместно имеет с нижней резкую границу. В опорном разрезе ее слагают:

20. Тонкое, часто линзовидное, переслаивание алевролитов и аргиллитов стально-серых, реже зеленовато-серых и серых, в подошве темно-серых. Преобладают алевролиты 92
21. Аргиллиты стально- и темно-серые, в подошве зеленовато-серые, содержащие редкие линзовидные слойки до 1 см серых алевролитов 44
22. Тонкое линзовидное переслаивание зеленовато- и стально-серых аргиллитов и серых алевролитов. Резко преобладают аргиллиты 69
23. Ритмит слоя 22, но с преобладанием алевролитов 23
24. Чередование пакетов (8-12 м) зеленовато-серых аргиллитов с тонкими ритмитами (2-5 м) тех же аргиллитов и серых алевролитов 38
25. Аргиллиты зеленовато- и стально-серые с прослоями и линзами до 3-8 см светло-серых алевролитов. Аргиллиты резко преобладают 20
26. В подошве аргиллиты бордовые и буроватые; в кровле тонкое линзовидное чередование аргиллитов зеленых и буровато-серых 14
27. В подошве аргиллиты зеленые и зеленовато-серые с линзовидными слойками до 3-5 см зеленоватых алевролитов; в кровле тонкое чередование аргиллитов бордовых, коричневых, бурых и зеленых 10
28. Песчаники кварцевые светло- и зеленовато-серые и полевошпатово-кварцевые желтовато-серые. Породы мелко- и среднезернистые плитчатые и грубоплитчатые, в кровле известковистые 32

29. Чередование по 0,2–0,4 м (в подошве по 0,8–2,5 м) песчаников кварцевых серых, желтовато- и пепельно-серых мелкозернистых и пакетов линзовидного переслаивания тех же пород с темными алевролитами 35
30. Песчаники кварцевые, реже полевошпатово-кварцевые, светло- и розовато-серые мелко- и среднезернистые грубоплитчатые 17
31. Тонкое (0,5–3 см) переслаивание песчаников кварцевых светло- и желтовато-серых мелкозернистых и алевролитов темно-серых. К кровле отмечаются прослои по 0,3–0,4 м среднезернистых песчаников 34
32. Песчаники кварцевые, реже полевошпатово-кварцевые, светло- и желтовато-серые разномзернистые, в подошве и кровле иногда гравелитистые, массивные и косослойные грубоплитчатые 31

Выше, на неровной поверхности кандыкских песчаников залегают зеленовато-серые алевролиты рябиновской свиты.

Верхнекандыкская подсвита уверенно подразделяется на две картируемые пачки (слои 20–27 и 28–32). Мощность первой из них достигает максимального значения – 310 м в опорном разрезе, а к северу сокращается до 250 м. Мощность второй ритмопачки в опорном разрезе составляет 150 м, а в пределах хр. Улахан–Бам меняется без определенной закономерности от 75 до 200 м, что, по нашему мнению, обусловлено локальным предрябиновским размывом, который четко устанавливается геологическим картированием (рис.3).

Общая мощность верхнекандыкской подсвиты в опорном разрезе равна 460 м, а всей кандыкской свиты – составляет 1430 м и сокращается к северному периклинальному окончанию Улахан–Бамской антиклинали до 1200 м. По нашим сборам из низов кандыкской свиты П.Н. Колосовым определены микрофитоциты *Krestjachica tichonovi* Kol., *Nubecularites aff. uniformis* Z.Zhur., *Glebosites gentilis* Z.Zhur., *G. glebosites* Reitl.

Следует отметить, что в разрезах западных структур центральной части Кыллахского поднятия мощность кандыкской свиты уменьшается к Нелькано–Кыллахскому краевому шву и в Нельканской антиклинали не превышает, по нашим данным, 900–1000 м (см.рис.2). В этом же направлении из уровня свиты исчезают характерные для

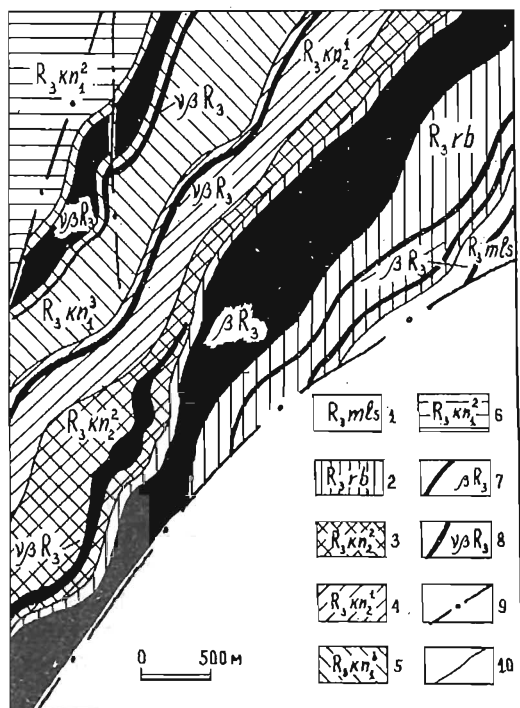


Рис.3. Несогласное залегание рябиновской свиты на верхнекандыкской подсвите в верховьях р. Половинки (фрагмент геологической карты по материалам автора)

R_3 - верхний рифей;
 1 - малосахаринская свита, 2 - рябиновская свита, 3 - вторая пачка верхнекандыкской подсвиты, 4 - первая пачка верхнекандыкской подсвиты, 5 - третья пачка нижнекандыкской подсвиты, 6 - вторая пачка нижнекандыкской подсвиты, 7 - верхнерифейские вулканические покровы базальтов,

8 - верхнерифейские силлы диабазов, 9 - разрывные нарушения, 10 - стратиграфические границы.

Улахан-Бамской и Чагдинской антиклиналей субпластовые интрузии (силлы) диабазов, суммарная мощность которых может достигать 600 м, а ее разрез становится монотонным и четко разделяется лишь на два регрессивных мезоритма. Последние уверенно сопоставляются с нижней и верхней подсвитами хр.Улахан-Бам. Корреляция на уровне ритмопачек затруднительна, хотя отдельные маркирующие элементы разреза (пласты светлоокрашенных кварцевых песчаников, пакеты красноватых аргиллитов) сохраняются и в западных структурах. Судя по данным геологов Аллах-Юньской экспедиции, эти выводы справедливы для всей северной половины Кылахаского поднятия.

При корреляции западных разрезов кандыкской свиты с аналогичными образованиями хр.Улахан-Бам необходимо учитывать, что в последнем случае их верхний сланцево-алевритовый ритм (выше пластов светлоокрашенных кварцевых песчаников) выделен нами в рябиновскую свиту (см. рис.2). Тем самым объем кандыкской свиты северной половины Кыллахского поднятия уменьшен относительно сложившегося в процессе геологосъемочных работ (Ян-жин-шин и др., 1977; Волкодав и др., 1978), но в большей мере стал отвечать ее объему в стратотипической местности (Нужнов, 1967).

Рябиновская свита. Поводом к выделению на хр.Улахан-Бам рябиновской свиты послужили следующие наблюдения: 1) наличие локального (?) предрябиновского размыва; 2) вулканогенно-осадочный состав этой части уйского разреза.

Вместе с вышележащей малосахаринской свитой рябиновская образует нижний мезоритм второго регрессивного уйского макроритма. В формировании этого своеобразного мезоритма, наиболее ярко выраженного в Улахан-Бамской антиклинали, значительная роль принадлежала трещинным подводным вулканическим излияниям, начало которых пришлось на рябиновское время. Отличительными признаками мезоритма являются: зеленоцветность пород, наличие в разрезе граувакковых (по М.С.Шведову, 1958, с.211) песчаников и базальтов, плохая сортированность обломочного материала и постоянное присутствие в нем обломков базальтоидов (от 5-10 до 13 %).

Рябиновская свита, начинающая этот мезоритм, прослежена на всем протяжении хр.Улахан-Бам, где она, как отмечалось выше, с неглубоким (до 100 м) размывом залегает на различных горизонтах верхнекандыкской подсвиты (см. рис.3). Ее характерными признаками следует считать: преобладание в осадочной части разреза слюдястых сланцев и алевритов, зеленоватые поверхности выветривания пород, а также наличие многочисленных (до 20-25) вулканических покровов. Сближенные по разрезу покровы образуют выдержанные по простиранию группы с изменчивой мощностью. Маломощные тела базальтов (первые метры) по простиранию не выдержаны.

В основании рябиновских отложений иногда наблюдаются гравелиты, а в приустьевой части руч.Надежного на левобережье р.Аллах-Юнь (обн. 9626) нами описаны базальные конгломераты, мощность которых меняется от 0,5 до 1 м. В составе гальки отмечаются светло- и розовато-серые кварцевые песчаники из кровли подстила-

ющей верхнекандыкской подсветы. Цементом служит глинисто-алевритовый материал и проникающая в трещины базальтовая масса излившаяся на конгломераты вулканического покрова, в результате чего отдельные песчаниковые гальки переработаны в кварцитовидные породы.

Стратотип рябиновской свиты описан в верховьях руч. Рябинового — правого притока р. Кеатан (см. рис. I), где на неровной поверхности верхнекандыкских песчаников залегают:

Мощность, м

1. Алевролиты песчаные, иногда известковистые, зеленовато-серые линзовидно-слоистые. В подошве линзы до 0,2 м кварцевых гравелитов 8
2. Сланцы слюдисто-глинистые зеленовато-серые, иногда с волнистыми слойками до 2 мм песчаных алевролитов. В кровле, на мощность 25 м, прослои алевролитов достигают 0,3 м и наблюдаются через 1-1,5 м. В 8, 90, 175, 220, 230, 280, 310 и 320 м от подошвы пачки содержатся восемь базальтовых покровов, мощность которых равна соответственно: 3, 67, 50, 10, 10, 15, 6 и 22 м, а в сумме составляет 183 м.
Общая мощность пачки 357
3. Шесть сближенных покровов тонкокристаллических базальтов, разделенных пакетами до 2 м ороговикованных терригенных пород 75
4. Алевролиты песчанистые зеленовато-серые массивные чередуются по 5-20 см с горизонтально-слоистыми разновидностями. Отмечаются редкие прослои до 0,3 м глинистых алевролитов. 74
5. Песчаники существенно кварцевые с вкрапленностью биотита темно-зеленовато-серые мелкозернистые массивные, иногда слоистые, с грубоплитчатой и глыбовой отдельностью. Отмечаются редкие пакеты до 5-9 м алевролитов песчанистых зеленовато-серых тонкоплитчатых. В кровле слойки алевролитов (3-5 см) наблюдаются через 0,3-0,4 м. В 10, 24 и 36 м от подошвы пачки содержатся три базальтовых покрова, мощность которых равна соответственно: 5,5; 7 и 0,5 м, а в сумме составляет 13 м. Общая мощность пачки 134
6. Два сближенных покрова базальтов, разделенных пакетом 1,5 м ороговикованных терригенных пород 25
7. Песчаники алевритистые зеленовато-серые массивные с редкими прослоями горизонтально-слоистых алевролитов 21

8. Алевролиты глинистые зеленовато-серые, волнисто-слоистые тонкоплитчатые, чередующиеся с песчанистыми разновидностями. В кровле отмечаются прослои алевритистых горизонтально-слоистых песчаников. В 18, 53 и 64 м от подошвы пачки содержатся три покрова базальтов, мощность которых равна соответственно: 6, 9 и 9 м, а в сумме составляет 24 м. Общая мощность пачки 74

Суммарная мощность рябиновской свиты в стратотипе составляет 770 м, из которых 320 м приходится на вулканические покровы. В пределах хр. Улахан-Бам мощность осадочной части разреза практически не меняется и оценивается в 450-500 м, а мощность покровов может варьировать в широких пределах, сокращаясь преимущественно к югу и получая минимальное значение на левобережье р. Юдомы.

Из пачек 4, 5 и 8 стратотипа В. Г. Пятилетовым по совместным сборам впервые для региона определен верхнерифейский комплекс микрофитофоссилий: *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L. sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. minor* (Schep.), *L. pelucida* (Schep.), *L. ternata* (Tim.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Leiothrichoides typicus* Herm.

Типовому облику рябиновской свиты Улахан-Бамской антиклинали в западных структурах центральной части Кыллахского поднятия отвечает лишь разрез соседней Чагдинской антиклинали. В Гувиндинской и Нельканской антиклиналях фациальные аналоги свиты представлены только осадочными породами, среди которых преобладают глинистые сланцы и алевролиты, а их мощность не превышает 150-200 м (см. рис. 2). Границы рябиновской свиты и ее аналогов в рассмотренных нами структурах достаточно резкие и подчеркиваются более "грубым" составом вмещающих отложений.

Малосахаринская свита занимает преимущественно восточные склоны хр. Улахан-Бам, где без видимого несогласия перекрывает рябиновскую свиту. Она представлена явным преобладанием полимиктовых и граувакковых песчаников в нижней половине разреза и грубоющим к кровле чередованием алевролитов и существенно кварцевых песчаников в верхней части. Характерными признаками свиты являются: наличие граувакковых песчаников, плохая сортированность обломочной составляющей пород, грубоплитчатая и глыбовая

отдельности, бурные поверхности выветривания. В ее составе насчитывается до семи вулканических базальтовых покровов, большинство из которых не выдержаны по простиранию и мощности. В опорном разрезе на водоразделе руч.Рябинового (см. рис.1) малосахаринскую свиту слагают:

	Мощность, м
1. Песчаники полимиктовые алевритистые зеленовато-серые с грубоплитчатой и глыбовой отдельностью. В низах пачки через 0,2-0,5 м отмечаются линзовидные слои (1-2 см) темно-серых алевролитов	13
2. Песчаники полимиктовые серо-зеленые разномзернистые, прослоями алевритистые, в подошве пачки с текстурами взмучивания, находятся в грубом чередовании с песчаниками существенно кварцевыми, иногда известковистыми, зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми	36
3. Переслаивание по 0,1-0,2 м зеленовато-серых глинистых и песчаных алевролитов. Породы горизонтально-слоистые тонкоплитчатые	5
4. Чередование по 0,3-0,7 м песчаников полимиктовых серо-зеленых разномзернистых и существенно кварцевых темно-зеленых..	16
5. Два сближенных покрова темно-зеленых скрытокристаллических базальтов, разделенных пакетом (4 м) зеленоватых алевролитов	15
6. Чередование по 0,3-1,2 м зеленовато-серых полимиктовых и граувакковых песчаников. Отмечаются редкие прослои до 0,1 м песчаных алевролитов и слюдисто-глинистых сланцев . . .	55
7. Алевролиты песчаные зеленовато-серые горизонтально-слоистые, разделенные покровом (2 м) скрытокристаллических базальтов	6
8. Чередование по 0,2-0,7 м песчаников существенно кварцевых, иногда известковистых, мелко-, среднезернистых и песчаников полимиктовых мелкозернистых, содержащих редкие слои до 1 см алевролитов	22
9. Покров темно-зеленых мелкокристаллических базальтов . .	11
10. Грубое чередование песчаников существенно кварцевых зеленовато-серых мелко- и среднезернистых грубоплитчатых, песчаников граувакковых и полимиктовых темно-зеленых разномзернистых и редких ритмитов песчаных алевролитов и слюдисто-глинистых сланцев	81

- II. Три сближенных покрова (46, 4 и 5 м) мелкокристаллических базальтов, разделенных пакетами (1 и 7 м) зеленовато-серых полимиктовых алевроитистых песчаников 62
- I2. Грубое неравномерное чередование песчаников существенно кварцевых, иногда известковистых, зеленовато-серых мелкозернистых и песчаников полимиктовых, реже граувакковых, серо-зеленых разномзернистых. В средней части и кровле пачки отмечаются редкие пакеты алевролитов и слюдисто-глинистых сланцев 60
- I3. Песчаники существенно кварцевые зеленовато-серые мелко- и среднезернистые, содержащие через 3-5 м тонкие ритмиты до 0,2 м песчаных алевролитов и слюдисто-глинистых сланцев. 30
- I4. Тонкий ритмит зеленовато-серых глинистых и песчаных алевролитов, слюдисто-глинистых сланцев 9
- I5. Грубое чередование песчаников существенно кварцевых, иногда известковистых, зеленовато-серых мелко-, среднезернистых массивных и песчаников полимиктовых серо-зеленых линзовидно-слоистых. Через 2-3 м наблюдаются ритмиты (до 0,5 м) алевролитов и сланцев 80
- I6. Песчаники существенно кварцевые зеленовато-серые мелко- и среднезернистые массивные грубоплитчатые 14
- I7. Чередование по 0,1-0,5 м тонких ритмитов светло-зеленых алевролитов и слюдисто-глинистых сланцев с песчаниками существенно кварцевыми мелко- и среднезернистыми массивными 110
- I8. Песчаники существенно кварцевые, иногда известковистые, зеленовато-серые массивные грубоплитчатые, содержащие через 1,5-2 м тонкие ритмиты по 0,1-0,4 м алевролитов и слюдисто-глинистых сланцев. В средней части пачки соотношение пород обратное 82
- I9. Тонкий ритмит зеленовато-серых линзовидно-слоистых песчаных и слюдисто-глинистых алевролитов 12
20. Чередование по 1-1,2 м песчаников существенно кварцевых зеленовато-серых мелко-, среднезернистых массивных и их алевроитистых разновидностей. В средней части пачки содержится тонкий ритмит зеленовато-серых песчаных и слюдисто-глинистых алевролитов 100

21. Чередование по 0,3–0,7 м алевролитов песчаных зеленовато-серых тонкозернистых и песчаников существенно кварцевых темно-зеленых мелкозернистых массивных грубоплитчатых .. 23
22. Чередование по 0,5–3 м песчаников существенно кварцевых зеленовато-серых мелко-, среднезернистых грубоплитчатых и их алевролитистых разностей. Отмечаются редкие слойки (до 5 см) алевролитов 23
23. Тонкий ритмизм зеленовато-серых песчаных и слюдисто-глинистых линзовидно-слоистых алевролитов 13
24. Песчаники существенно кварцевые зеленовато-серые мелко- и среднезернистые массивные грубоплитчатые, содержащие через 1–2 м тонкие ритмизмы до 1 м песчаных и слюдисто-глинистых алевролитов 33

Суммарная мощность малосахаринской свиты в опорном разрезе составляет 900 м, из которых 80 м приходится на вулканические покровы. В пределах хр. Улахан-Бам мощность осадочной части разреза сокращается к северу от 820 до 650 м, а мощность покровов меняется без определенной закономерности. Из сланцевых ритмизмов слоев I2–I7 и 20 опорного разреза В.Г. Пятилетовым по совместным сборам определен верхнерифейский комплекс микрофитофоссилий: *Lelosphæridia effusa* (Scher.), *L. sinica* (Tim.), *L. pelucida* (Scher.), *Protosphæridium densum* Tim.

При геологическом картировании малосахаринская свита Улахан-Бамской антиклинали уверенно подразделяется на две ритмопачки (слои I2–I6 и I7–24). В западных структурах разрез свиты становится монотонным и не содержит вулканических покровов, а ее мощность сокращается по направлению к Нелькано-Кыллахскому шву (см. рис. I, 2), не превышая 700–750 м в Чагдинской антиклинали и 550–600 м в Гувиндинской. В соседней с Нелькано-Кыллахским швом Нельканской антиклинали малосахаринская свита полностью выклинивается по возможному предджоронскому географическому несогласию. При этом характерные признаки осадочной части улахан-бамского разреза малосахаринской свиты в основном сохраняются и в других областях ее распространения на северной половине Кыллахского поднятия, а по составу она полностью отвечает своему стратотипу в бассейне р. Сахары (Волкодав и др., 1978, с. I7–I8).

Кеатанская свита выделена нами в Улахан-Бамской антиклинали

между малосахаринской (в объеме стратотипа) и джоронской свитами. Ее стратотип расположен в бассейне руч. Рябинового-правого притока р. Кеатан (см. рис. I). Вместе с джоронскими отложениями она образует верхний мезоритм второго регрессивного макроритма и наращивает разрез уйской серии хр. Улахан-Бам, который традиционно завершался здесь (Волкова и др., 1978) малосахаринской свитой. Область распространения кеатанской свиты на хр. Улахан-Бам ограничивается его южным окончанием и междуречьем Алах-Юнь - Кудомы.

Кеатанская свита согласно перекрывает малосахаринскую и представлена монотонным ритмом по 0,1-0,5 м темно-серых песчаных алевролитов, аргиллитов, полевошпатово-кварцевых и существенно кварцевых песчаников. Ритм грубеет вверх по разрезу. Поверхности выветривания пород серые, темно- и зеленовато-серые. Характерными признаками свиты являются: темноцветность, слюдистость, микросланцеватость и тонкая отдельность большинства литологических разновидностей.

В стратотипе кеатанскую свиту составляют:

Мощность, м

- I. Тонкое (первые см) горизонтальное и линзовидное переслаивание темно-серых слюдистых алевролитов, черных аргиллитов и серых полевошпатово-кварцевых мелкозернистых песчаников 50-60
2. Песчаники полевошпатово-кварцевые слюдистые грязно-серые и существенно кварцевые темно-серые, мелкозернистые слоистые, содержащие редкие пакеты до 0,3 м тонкого горизонтального переслаивания темно-серых слюдистых алевролитов, аргиллитов и алевролитовых песчаников 200-220
3. Чередование по 0,2-0,3 м слюдистых полевошпатово-кварцевых песчаников и пакетов тонкого переслаивания пачки 2 . . . 40-50
4. Тонкое (до 1 см) горизонтально-волнистое переслаивание песчаников полевошпатово-кварцевых, грязно-серых, мелкозернистых и алевролитов слюдистых, темно-серых. Через 0,1-0,5 м отмечаются прослои до 0,1 м зеленовато-темно-серых существенно кварцевых песчаников. В целом песчаники заметно преобладают 160-170

Выше с постепенным переходом, залегают светло-серые полевошпатово-кварцевые песчаники джоронской свиты.

Полный объем кеатанской свиты наблюдался только в бассейне р.Кеатан. Ее мощность в стратотипе составляет 450–500 м. На южном окончании хр.Улахан–Бам свита частично "срезана" разломами, а в верховьях р.Аканжи она трансгрессивно перекрыта юдомской серией, и ее мощность сокращается до 250–300 м. Севернее р.Аллах–Юнь кеатанские отложения полностью размыты в предъюдомское время.

Из аргиллитово–алевролитовых ритмитов пачек I и 4 стратотипа В.Г.Пятилетовым по совместным сборам определен верхнерифейский комплекс микрофитофоссилий: *Leiosphaeridia sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. minor* (Scher.), *L. ternata* (Tim.), *Leiothrichoides typicus* Herm.

Судя по нашим наблюдениям, кеатанская свита в центральной части Кыллахского поднятия распространена только в крайней восточной рифейской структуре – Улахан–Бамской антиклинали. В западных структурах она выклинивается по возможному прелжоронскому географическому несогласию (см. рис.2).

Джоронская свита в пределах хр.Улахан–Бам распространена ограниченно. В непрерывном разрезе верхнерифейских отложений она развита лишь на восточном крыле одноименной с хребтом антиклинали в бассейне р.Кеатан, а севернее размыта в предъюдомское время. На западном крыле этой структуры джоронская свита наблюдалась только в разрозненных тектонических блоках севернее р.Аллах–Юнь. В обоих случаях для нее характерно практически полное отсутствие коренных выходов. По маршрутным данным, восточный и западный разрезы свиты имеют некоторые отличия.

Западный разрез представлен песчаниками полевошпатово–кварцевыми и кварцево–полевошпатовыми, реже кварцевыми, светло– и желтовато–серыми, реже серыми и зеленовато–серыми, иногда пятнистыми, мелко– и среднезернистыми массивными, волнисто– и косо–слоистыми плитчатыми и грубоплитчатыми с белесой поверхностью выветривания. В подчиненном количестве отмечаются пакеты алевролитов песчаных, иногда известковистых, серых, желтовато– и зеленовато–серых горизонтально– и волнисто–слоистых тонкоплитчатых. Песчаники, как правило, образуют грядовые развалы и бронируют склоны. Нижняя граница свиты не наблюдалась, а верхняя, четкая и согласная, проводится по смене песчаников алевролитово–аргиллитовым ритмитом далындинской свиты. Мощность западного разреза по графическим построениям оценивается в 400–500 м.

Восточный разрез джоронской свиты хр. Улахан-Бам отличается от типичного для междуречья Юдома-Сахара, западного, преобладанием светлоокрашенных кварцевых песчаников над полевошпатово-кварцевыми и наличием в нижней части прослоев темно-серых слюдисто-глинистых алевролитов и сланцев. Нижняя граница свиты в этом районе постепенная, а верхняя, резкая и несогласная, определяется появлением доломитов юдомской серии. Неполная мощность восточного разреза составляет 50–150 м.

Таким образом, в Улахан-Бамской антиклинали джоронская свита согласно перекрывает кеатанскую и завершает второй регрессивный уйский макроритм. В структурах, расположенных западнее, геологическим картированием установлено нарушение последовательности выделенного на хр. Улахан-Бам макроритма (отсутствие кеатанской свиты), что может быть объяснено развитием здесь предджоронского географического несогласия. В пограничной с Нелькано-Кыллахским швом Нельканской антиклинали джоронские песчаники залегают уже на фациальных аналогах рябиновской свиты (см. рис. 2), т.е. в этой структуре из разреза уйской серии "выпадает" и малосахаринская свита.

В целом на северной половине Кыллахского поднятия джоронская свита характеризуется относительной выдержанностью состава и вариациями мощности в полных разрезах от 350 до 600 м (Ян-жин-ши и др., 1977; Волкодав и др., 1978).

Далындинская свита завершает разрез верхнего рифея хр. Улахан-Бам и имеет ограниченное распространение. Она развита только в тектонических блоках на западном склоне хребта, в бассейне р. Аллах-Юнь. Свита отвечает нижней части третьего незавершенного регрессивного уйского макроритма и представлена тонким чередованием алевролитов и слюдистых аргиллитов с подчиненным количеством алевропесчаников. Ее характерными признаками являются: зеленоватые тона окраски, слюдистость, тонкая зернистость, тонкая слоистость и сланцеватость пород, пестроцветность микроритмов в нижней половине разреза.

В рассматриваемом районе далындинская свита присутствует только в элювиально-делювиальных развалах. Ее типичный для хр. Улахан-Бам разрез изучен нами западнее, в береговых щетках р. Юдомы между устьями правых притоков – рек Улахан-Натыга и Кара-Натыга (см. рис. 1). Здесь в малую воду практически в непрерыв-

ной обнаженности наблюдается следующая последовательность да-
лындинских отложений:

	Мощность, м
1. Закрытый интервал, непосредственно выше светло- и желтова- то-серых песчаников джоронской свиты	7
2. Алевролиты слюдисто-глинистые серые и темно-серые, иногда зеленовато-серые, тонкоплитчатые, содержащие через 0,5- 1 м (в подошве через 0,1-0,3 м) прослой по 0,1-0,2 м песча- ных разновидностей с волнистыми микрослойками алевритистых известняков	137
3. Пачка представлена ритмом (1-3 м) аргиллитов слюдистых (0,5-1 м) черных, иногда с зеленоватым оттенком, дающих игольчатую отдельность, и вышеописанных слюдисто-глинистых (0,3-0,5 м), песчано-известковистых (0,2-0,5 м) алевроли- тов. К кровле пачки мощность пакетов песчаных алевролитов увеличивается до 1-1,5 м	126
4. Аргиллиты слюдистые зеленовато-серые и табачно-зеленые игольчатые чередуются по 0,2-0,3 м с темно-серыми разновид- ностями. Отмечаются прослой до 0,1-0,3 м песчаных алев- ролитов, содержащих в кровле пачки линзы глинистых сланцев с редкой вкрапленностью халькопирита	40
5. Чередование по 0,1-0,2 м (в кровле по 0,2-0,3 м) аргиллитов слюдистых темно-серых с лиловым оттенком игольчатых и алев- ролитов песчаных серых прерывисто-слоистых плитчатых	10
6. Закрытый интервал	6
7. В нижней половине ритма чередование по 2-10 см аргиллитов слюдистых серо-зеленых и алевролитов песчаных зеленова- то-серых горизонтально-слоистых. Выше микроритмы завершают- ся прослоями до 0,1-0,15 м зеленовато-серых доломитизиро- ванных алевропесчаников	39
8. Чередование по 2-10 см зеленых, вишневых и сиреневых слюдис- тых аргиллитов, содержащих через 1-2 м слои по 2-5 см темно-зеленых песчаных алевролитов. Средняя часть ритми- та зеленоцветная	52
9. Чередование по 2-5 см алевролитов песчаных зеленовато- серых и табачно-зеленых линзовидно- и горизонтально-слоис- тых	189

- IO. Аргиллиты слюдистые зеленовато-серые и грязно-зеленые, в подошве пачки зеленые, сланцеватые, с линзовидными слоями до 1 см песчанистых, реже известковистых, алевролитов, иногда образующих выдержанные прослои до 0,1-0,15 м II4
 II. Неравномерное чередование алевролитов серых, коричнево-серых горизонтально- и волнисто-слоистых плитчатых (1,5-2 м) и аргиллитов слюдистых серых и зеленовато-серых сланцеватых (0,1-0,5 м) 54
 I2. Чередование по 2-5 м серых алевролитов и зеленовато-серых слюдистых аргиллитов. В обеих разновидностях через 0,2-0,5 м содержатся прослои до 0,1 м зеленовато-серых алевропесчаников 36
 I3. Пачка представлена ритмитом (0,5-1 м в подошве, 0,5-2 м в средней части и 0,2-0,4 м в кровле) зеленовато-серых, реже серых, слюдистых аргиллитов, слюдисто-глинистых и песчанистых алевролитов II5
 I4. Закрытый интервал 7
 I5. Алевролиты полевошпатово-кварцевые грязно- и светло-серые, пятнами желтоватые и зеленоватые, содержащие слойки до 2 см зеленовато-желтых рыхлых глинистых сланцев. Для пород характерна красно-бурая ожелезненная корочка выветривания 0,4
 Выше, с угловым несогласием (10^0) залегают базальные слои (гравелиты и конгломераты) сарданинской свиты венда.

Мощность дальиндинской свиты в этом пересечении составляет 933 м и, при относительно стабильном составе, является максимальной для северной половины Кылахского поднятия (Ян-жин-шин и др., 1977; Волкодав и др., 1978). В пределах хр. Улахан-Бам она весьма приблизительно оценивается по графическим построениям в 400-500 м.

Из пачек 2-5, 8, IO и I3 изученного разреза В.Г.Пятилетовым по совместным сборам определен верхнерифейский комплекс акритарх: *Leiosphaeridia effusa* (Schep.), *L. sinica* (Tim.), *L. vesljanica* (Tim.), *L. rifeica* (Tim.), *L. pelucida* (Schep.), *L. minor* (Schep.), *Protosphaeridium densum* Tim., *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.), *N. minutum* Tim., *Symplassosphaeridium tumidulum* Tim., *Leiothrichoides typicus* Herm.

Анализируя строение уйской серии хр.Улахан-Бам, можно отметить относительную выдержанность ее состава в пределах одноименной с хребтом антиклинали. Мощность полного разреза серии сокращается в северном направлении от 4,5 км до 3,7-3,8 км. По свидетельству В.А.Ян-жин-шина (1983), эта тенденция сохраняется и в региональном плане.

По нашим наблюдениям, в междуречье Сахара - Юдома общая мощность уйской серии в различных структурах (см. рис.1) закономерно уменьшается к западу, имея, по мере приближения к Нельканско-Кыллахскому шву, следующие максимальные значения: 4,6; 3,5; 2,9 и 1,8 км в Улахан-Бамской, Чагдинской, Гувиндинской и Нельканской антиклиналях соответственно (см. рис.2). В этом же направлении уйские отложения становятся менее стратифицированными и более "тонкими" по составу, а начиная с Гувиндинской антиклинали, практически не содержат характерных для Улахан-Бамской и Чагдинской антиклиналей проявлений основного магматизма.

Корреляция охарактеризованного выше разреза уйской серии хр.Улахан-Бам в структурах северной половины Кыллахского поднятия к настоящему времени особых затруднений не вызывает, но его сопоставление с разрезами "южных" свит во многом проблематично. В этой связи напомним, что уйская серия, выделенная С.В.Нужновым и В.А.Ярмолюком (1959), первоначально расчленялась на кандыкскую и устькирбинскую свиты. В региональном плане С.В.Нужнов придавал устькирбинской свите широкое толкование, наращивая ее стратотипический объем, описанный в 1954 году Р.М.Тонояном и Н.К.Крутовым в бассейне р.Юдомы, за счет нижележащих горизонтов уйской серии (в полных разрезах) до типичных, по его мнению, кандыкских слоев. А.К.Башарин и В.А.Самозванцев (Башарин, 1967), а позднее Б.С.Неволин, С.В.Потапов и А.Л.Ставцев (Неволин и др., 1978) предложили делить уйскую серию региона на кандыкскую, джабатымскую и устькирбинскую свиты. При этом джабатымская свита трактовалась чрезвычайно изменчивой по составу и мощности и, зачастую, не соответствовала своему стратотипическому пониманию, что приводило к неоднозначному восприятию и вмещающих частей уйского разреза. М.А.Семихатов и С.Н.Серебряков (1983) отстаивают точку зрения о существовании двух региональных свит: кандыкской, охватывающей по расчленению геологов Аллах-Юньской экспедиции (Ян-жин-шин и др., 1977) "додалындинский" интервал уйских отложений, и устькирбинской - в стратотипическом понимании.

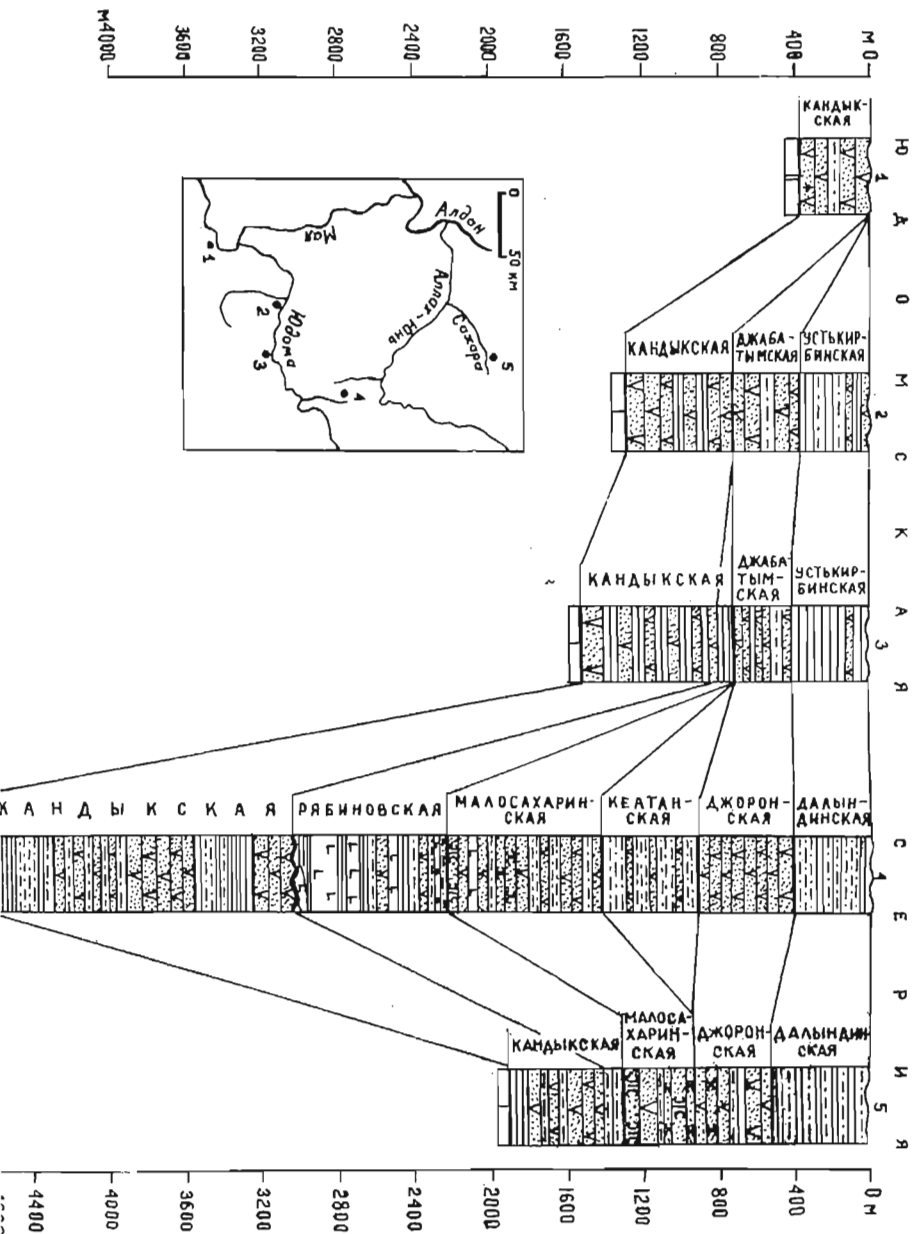


Рис.4. Сопоставление сводных разрезов уйской серии, расположенных в стратотипических местностях различных свит.

Усл. обозн. на рис. 2. На врезке - места расположения сводных разрезов: 1 - стратотип кандыкской свиты в приустьевой части р. Бол.Кандык (по С.В.Нужнову, 1967); 2 - стратотипическая местность устькирбинской свиты, бассейн р. Кирби (по С.В.Нужнову, 1967 и А.К.Башарину, 1967); 3 - стратотипическая местность джабатымской свиты, бассейн р. Пуханил (по А.К. Башарину, 1967); 4 - стратотипическая местность рябиновской и кеатанской свит, бассейн р.Кеатан (по материалам автора); 5 - стратотипическая местность малосахаринской, джоронской и далындинской свит, бассейн р. Сахары (по И.Г.Волкодаву и др., 1978).

Во всех рассмотренных стратиграфических схемах очевидно несоответствие объемов тех или иных одинаково поименованных частей уйского разреза не только между собой, но, нередко, и стратотипическим объемом этих подразделений. Одна из причин этого явления заключена в том, что стратотип кандыкской свиты в приустьевой части р. Большой Кандык трансгрессивно перекрывает юдомской серией, т.е. "урезан" сверху. Второй причиной следует считать возможный предджабатымский разрыв, сведения о локальных проявлениях которого в южных районах (бассейн р.Май) приводятся Б.С.Неволиным с соавторами (Неволин и др., 1978).

В последние годы малосахаринской, джоронской и далындинской свит северной половины Кытлахского поднятия прослежены геологосъемочными работами, при участии автора, на юг до р.Удомы. При этом джоронская и далындинская свиты "оказались" в стратотипической местности джабатымской и устькирбинской свитами, с которыми и были "соотслюкованы". Достоверность такой корреляции подтверждается полным сходством по составу и строению стратотипов джоронской и далындинской свит (Волкодав и др., 1978, с.18-20) со стратотипами их "южных" аналогов - джабатымской (Башарин, 1967, с.41) и устькирбинской (Нужнов, 1967, с.104) соответственно (рис.4).

Возможность детального сопоставления северных и южных разрезов уйской серии Кытлахского поднятия была

убедительно обоснована и В.А.Ян-жин-шином, показавшим вполне определенное положение малосахаринской, джоронской и далындинской свит в надкандыкском (устькирбинском по С.В.Нужнову, 1967) интервале уйских отложений верховьев р.Маи (Ян-жин-шин, 1983, с.36-37). Нижняя, алевролитово-аргиллитовая часть этого интервала параллелизуется им с верхней, аргиллитово-алевритовой пачкой "северной" кандыкской свиты и, видимо, является фациальным аналогом рябиновской свиты хр.Улахан-Бам; средняя, песчаниковая граувакковая и кварц-полевошпатовая часть, по его мнению, соответствует малосахаринской и джоронской свитам, а верхняя, "алевролитово-аргиллитовая часть вполне сопоставима с далындинской свитой". Таким образом, в южных разрезах уйской серии пока не установлено аналогов только одной "северной" свиты - кеатанской, что подтверждает локальность ее распространения и косвенно свидетельствует о возможности предджоронского (предджабатымского) перерыва.

В связи с вышеизложенным, видимо, правомерна постановка вопроса о предпочтении в региональной стратиграфической схеме названий свит "джабатымская" и "устькирбинская" названиям "джоронская" и "далындинская", так как первые из них были выделены раньше.

Очевидное несоответствие сложившегося в процессе геологического картирования объема кандыкской свиты Кыллахского поднятия ее стратотипу приводит к мысли о необходимости переименовывать это подразделение, приняв за его стратотипический объем опорный разрез "кандыкской" свиты хр.Улахан-Бам как наиболее полный в рассматриваемом районе (Ян-жин-шин, 1983). Тем самым в региональной стратиграфической схеме Сетте-Дабана определится место "северной" малосахаринской свиты (Ян-жин-шин и др., 1977) и охарактеризованных в настоящей работе новых свит хр.Улахан-Бам.

Характеристика пород

Предлагаемая ниже характеристика верхнерифейских осадочных и магматических пород хр.Улахан-Бам базируется на изучении опорных разрезах их петрографического, микроэлементного и химического составов.

Осадочные породы. Вариации петрографического состава, гра- нулометрические, структурно-текстурные и геохимические особен- ности верхнерифейских осадочных пород нашли достаточно полное отображение в сводной литолого-геохимической колонке (рис.5). Здесь же необходимо отметить только некоторые доминирующие или специфичные признаки тех или иных частей этой колонки.

Карбонатные породы лахандинской подсерии представлены пере- кристаллизованными в стадию диагенеза-эпигенеза известняками, до- ломитами и переходными образованиями. Их структурно-текстурные особенности нередко обусловлены неравномерной перекристаллизаци- ей и органогенной природой отдельных разновидностей. В интенсив- ности и распределении серых, темно-серых, буроватых и пятнистых тонов окраски существенную роль играет тонкодисперсная примесь глинистых минералов (до 3-5 %), битумно-углистого вещества (до 2-3 %) и гидроокислов железа (до 2-5 %). Для большинства пород характерна микро-, реже, пелитоморфно-мелкозернистая структура, на фоне которой (особенно в мраморизованных известняках) выделя- ются среднезернистые участки. Обычными текстурами являются: пят- нисто-сгустковая, линзовидная, неясноволнисто- и редко горизон- тально-слоистая, иногда массивная.

Наиболее типичными представителями органогенных пород (осо- бенно в гренской свите) следует считать микрофитолитовые (онко- литовые) известняки и их доломитистые разновидности. Они на 15- 85 % состоят из оолитов (онколитов, катаграфий) размером до 3 мм, сложенных агрегатами серого кальцита (40-60 %) и доломита и спе- ментированных светлым крустификационным или мелкозернистым каль- цитом, иногда с примесью доломита (7-10 %), глинистых минералов, кварца и гидроокислов железа.

Терригенные породы лахандинской подсерии объединяют алевро- литы, серицитовые и хлоритово-серицитовые сланцы. Алевролиты имеют лепидогранобластовую структуру, волнисто- и свилеватосло- истую текстуру. По составу обломочного материала они существенно кварцевые; примесь полевых шпатов, с преобладанием ортоклаза, не превышает 3-5 %. Цемент контактовый, состоит из хлорита, серици- та, мусковита и гидробиотита.

Сланцы характеризуются микролепидобластовой структурой, сланцеватой, реже пятнистой и неясномикрослоистой текстурой; сложены мелкочешуйчатыми агрегатами серицита, гидромусковита,

Рис.5. Сводная литолого-геохимическая колонка осадочных пород верхнего рифея хр.Улахан-Бам
(по материалам автора).

1-7 - петрографический состав: 1 - обломки кварца, 2 - скрытокристаллический кремнезем, 3 - полевые шпаты, 4 - обломки пород, 5 - кальцит, 6 - доломит, 7 - глинистые и слюдястые минералы цемента. 8-12 - гранулометрический состав: 8 - галька (конгломераты), 9 - средняя и крупная зернистость, 10 - мелкая зернистость, 11 - алевритовая размерность, 12 - тонкая и скрытая зернистость. Текстура (13-15 - горизонтально-слоистая): 13 - редкослоистая, 14 - среднеслоистая, 15 - тонкослоистая, 16 - сланцеватая, 17 - косослоистая, 18 - волнисто-слоистая, 19 - стилолиты; поверхность выветривания и органические остатки: 20 - знаки волновой ряби, 21 - трещины усыхания, 22 - микрофитолиты (онколиты) и микрофитофоссилии, 23 - строматолиты; 24-27 - пластовая отдельность: 24 - грубоплитчатая и глыбовая, 25 - толстоплитчатая, 26 - плитчатая, 27 - тонкоплитчатая и сланцеватая; 28-32 - окраска пород: 28 - белая и светло-серая, 29 - серая, 30 - темно-серая и черная, 31 - зеленая, 32 - красная; 33-34 - геохимические характеристики: 33 - графики коэффициентов концентраций микроэлементов, 34 - единичные содержания микроэлементов.

хлорита, реже железистого хлорита и халцедона. В них отмечается постоянное присутствие гидроксидов железа, количество которых в красноватых разновидностях достигает 25-35 %.

Петрографические особенности пород терригенной уйской серии обусловлены ее регрессивной ритмикой. Наиболее типичными породами первого регрессивного (кандакского) макорита являются кварцевые и существенно кварцевые песчаники, состоящие из обломков кварца (90-95 %), полевых шпатов (3-7 %), микроклина, микрокварцита, халцедона и опала, имеющие контактовый, контактово-поровый и ретенерационный хлоритово-слоистый цемент. Не менее характерны песчаные и песчанистые алевриты, обломочная часть которых (60-80 %, иногда 95 %) по минеральному составу отвечает существенно кварцевым песчаникам. При этом породы нижнекандакской

подсветы (нижний мезоритм) хорошо сортированы как по составу, так и по зернистости. Им присущи массивные и неяснослоистые текстуры, относительно мелкая (до 0,25 мм) зернистость и преимущественно кварцевый состав. Верхнекандыкские породы (верхний мезоритм) отличаются некоторым разнообразием в размерности и составе обломочного материала, а также наличием волнисто-, линзовидно- и косослоистых текстур.

Нижний мезоритм второго регрессивного макроритма (рябиновская и малосахаринская свиты) резко выделяется из общего разреза уйской серии наличием псефито-псаммитовых пород, характеризующихся плохой окатанностью, очень плохой сортированностью и большим разнообразием обломочного материала. Только в этом мезоритме обломочная составляющая, наряду с обломками осадочных, содержит (до 13 %) обломки магматических пород основного состава и сформирована, в какой-то мере, за счет разрушения местных отложений в процессе неоднократных подводных вулканических излияний. Нередко отмечаются текстуры взмучивания. Все это свидетельствует о значительной тектонической активности территории в период накопления осадков рябиновской и малосахаринской свит.

Обычными породами мезоритма являются слюдистые сланцы и существенно кварцевые песчаники. Первые из них характеризуются микролепидобластовой структурой и сланцеватой, реже микроплойчатой, текстурой; сложены мельчайшими чешуйками серицита и гидромусковита с примесью хлорита, мусковита, зерен кварца (до 5 %) и комочков рутила. Вторые, по своим петрографическим признакам, отвечают существенно кварцевым песчаникам кандыкской свиты, от которых отличаются присутствием в обломочной составляющей обломков (до 5 %) магматических пород.

Только этому мезоритму присущи полимиктовые и граувакковые (по классификации М.С.Швецова, 1958, с.211) песчаники. Первые из них на 85–90 % сложены полуокатанными и угловатыми обломками (0,1–0,8 мм) кварца (30–45 %), полевых шпатов (5–12 %), осадочных (25–45 %) и магматических (5–10 %) пород основного состава. Граувакковые песчаники отличаются очень плохой сортированностью обломочного материала по размеру (от 0,15 до 2 х 10 мм) и составу. Терригенная часть в них (60–85 %) представлена обломками алевролитов (20–35 %), слюдистых сланцев (10–14 %), существенно кварцевых песчаников (3–11 %), магматических пород основного

состава (7–13 %) и полевых шпатов (10–12 %). Цементом, как и в полимиктовых песчаниках, служит алевритовый материал.

Верхний мезоритм второго регрессивного уйского макроритма (кеатанская и джоронская свиты) представлен обычными алевритами, полевошпатово-кварцевыми и существенно кварцевыми песчаниками, петрографические особенности которых аналогичны кандыкским. Это свидетельствует о накоплении осадков сравниваемых подразделений в условиях сходных, относительно спокойных, тектонических режимов, несколько активизировавшихся к концу формирования соответствующих мезоритмов.

Типичными и преобладающими породами третьего, незавершенного, регрессивного макроритма (далындинская свита) являются алевритистые и слюдистые аргиллиты, характеризующиеся бластовой и алевробластовой структурой, сланцеватой и микрослоистой текстурой, имеющие глинисто-хлоритово-слюдистый (гидромусковит, серицит, мусковит) состав с примесью (7–10 %) алевритового материала. В них отмечаются линзовидные слои (до 0,4 мм) известковистых алевролитов, содержащих остатки микрофитофоссилий. Наблюдаемые в отдельных прослоях алевролиты и существенно кварцевые песчаники по своим петрографическим параметрам отвечают аналогичным породам кандыкской свиты.

Геохимическое изучение опорных разрезов верхнего рифея хр. Улахан–Бам показало, что по особенностям накопления микроэлементов не только существенно различаются лахандинские и уйские осадочные образования в целом, но также отличны алевролиты и песчаники кандыкской свиты от аналогичных пород рябиновской и малосахаринской свит (см. рис.5). То есть в общем разрезе уйской серии и по геохимическим особенностям резко выделяется нижний мезоритм второго регрессивного макроритма.

Породы лахандинской подсерии характеризуются заниженными, относительно литосферных кларков соответствующих разновидностей, концентрациями практически всех сравниваемых микроэлементов. Средние содержания абсолютного большинства элементов–примесей в осадочных породах уйской серии обычно находятся на уровне литосферных кларков или несколько превышают их.

Алевролиты и песчаники рябиновской и малосахаринской свит отличаются от кандыкских преобладанием в 2–4 раза концентраций кобальта, никеля, цинка, марганца, галлия, меди, бора и, реже,

свинца. Значения этих микроэлементов в кандыкских породах находятся между кларками песчаников и глин, а в рябиновских и малосахаринских — достигают уровня глин, хотя примесь глинистого материала в тех и других образованиях практически одинакова и не превышает 2–5 %. Средние содержания никеля, кобальта, меди и фосфора в алевролитах и песчаниках рябиновской и малосахаринской свит даже превышают таковые в "чистых" глинистых осадках уйской серии. Из этого очевидно, что причина более высоких концентраций элементов-примесей в рябиновских и малосахаринских алевролитово-песчаниковых разностях заключена в качественном составе их обломочной части, а степень концентрации находится в прямой зависимости от количества обломков основных магматических пород и полевых шпатов. Поставщиком материала-концентратора, скорее всего, являлись изливавшиеся под водой покровы базальтов. Справедливость такого вывода подтверждается и тем, что в рябиновских и малосахаринских алевролитах и песчаниках в повышенных содержаниях наследуется ведущая для базальтов ассоциация элементов-примесей (медь, кобальт, никель, цинк и галлий), которая положительно коррелируется с лейкократовой (полевошпатовой) составляющей магматических пород. Антагонист этой группы — бор обогащает глинистые породы рябиновской и малосахаринской свит, а в базальтах коррелируется с их темноцветной составляющей.

В алевролитах и песчаниках кандыкской свиты связи меди с ведущей для базальтоидов ассоциацией микроэлементов разрываются, хотя в диабазовых силлах, насыщающих кандыкские отложения хр. Улахан-Бам, положительная связь меди с кобальтом, никелем и цинком существует.

Ведущая роль эффузивного магматизма при формировании повышенных концентраций элементов-примесей в алевролитах и песчаниках рябиновской, малосахаринской свит подчеркивается и равнозначными содержаниями практически всех сравниваемых микроэлементов в псефито-псаммитовых и магматических породах указанных подразделений. Напротив, средние содержания этих микроэлементов в аналогичных кандыкских образованиях различаются между собой почти на порядок (рис.6).

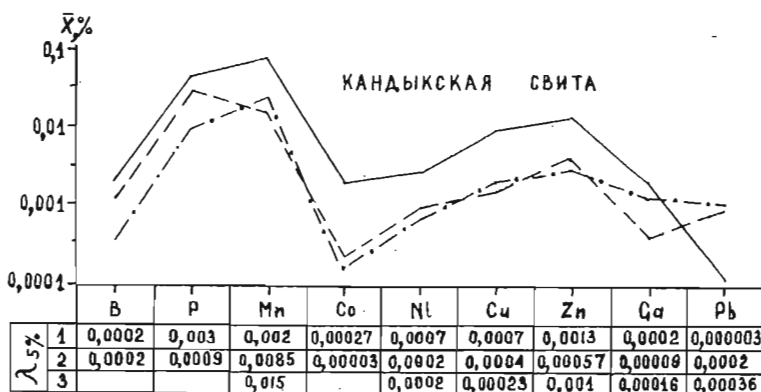
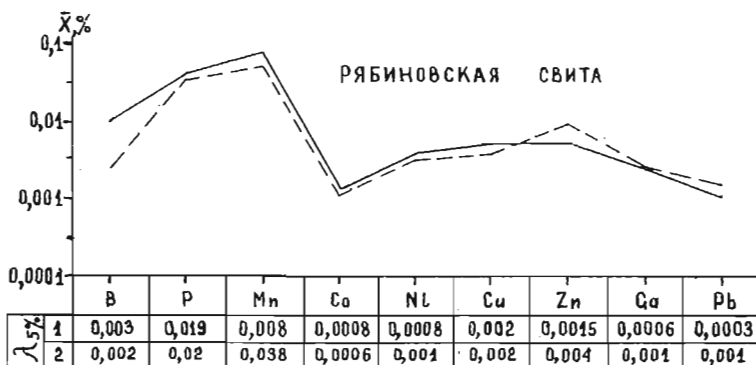
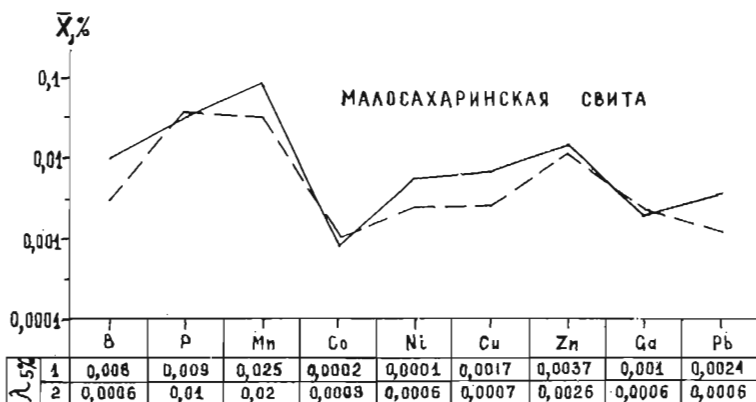
На основании вышеизложенного начало верхнерифейского эффузивного магматизма в Улахан-Бамской аянтиклинали определяется рябиновским временем. В работе И.Г.Волкодава с соавторами (Волко-

дав и др., 1978) упоминается о наличии покрова "базальтоидных пород" мощностью 4 м, наблюдаемого среди кандыкских силлов в среднем течении р.Сахары. По нашим данным, этот покров находится в аналогах рябиновской свиты.

Магматические породы. В связи с тем, что в завершающей стадии верхнерифейского магматизма на северной половине Кыллахского поднятия впервые отводится определяющая роль его эффузивным проявлениям, автор считает целесообразным кратко охарактеризовать основные отличия силлов и покровов, изученных в пределах хр.Улахан-Бам.

Субпластовые интрузии (силлы) представлены телами массивных диабазов и развиты в разрезах лахандинской подсерии и кандыкской свиты, где образуют до 25 уровней различной протяженности и мощности, которая колеблется от I до 170 м, но преобладают силлы мощностью 15-60 м. Контакты силлов с вмещающими образованиями "горячие", чаще всего ровные и согласные, но иногда наблюдается их отчетливо секущее положение. Зона закалки в интрузиях меняется от первых сантиметров до I-I,5 м, а мощность метаморфизованных пород в экзоконтактах находится в прямой зависимости от мощности внедрившихся силлов и, обычно, составляет первые метры, достигая 15-20 м в случаях сближенного расположения диабазовых тел. Кристаллические структуры диабазов также зависят от мощности субпластовых интрузий. Тела мощностью до 5 м полностью представлены зеленовато-серыми мелкокристаллическими породами, для центральных частей более мощных интрузий характерны среднекристаллические структуры, а в силлах, мощность которых превышает 50 м, отмечаются крупно- и гигантокристаллические образования. Изменения структурно-минералогических свойств диабазов от подошвы к кровле мощных силлов обусловлены хорошей дифференциацией магмы в процессе кристаллизации.

Покровы базальтов объединяют обширную группу пластовых магматических тел, сосредоточенных в разрезах рябиновской и малосахаринской свит, где они образуют до 30 уровней, формируя потоки различной протяженности и мощности, которая варьирует от I до 70 м. В рябиновской свите покровы располагаются сближенными группами, внутри которых разделены пачками по 0,5-15 и 20-35 м терригенных пород. Представлены покровы темно-зеленовато-серыми и черными тонко- и мелкокристаллическими породами миндалекамен-



ной текстуры. В их подошве часто наблюдаются сланцеватая, скорлуповатая и шаровая отдельности. В случаях достаточной разобщенности покровов по разрезу четко устанавливается прогрев вмещающих пород в нижних экзоконтактах магматических тел и "холодное" взаимоотношение — в верхних.

Основные структурно-минералогические отличия рябиновских и малосахаринских покровов от субпластовых интрузий лахандинской подсерии и кандыкской свиты можно сформулировать следующим образом:

1. Ороговикование (прогрев) вмещающих пород устанавливается только в нижних экзоконтактах разобленных покровов. В силлах "горячими" всегда являются оба контакта.

2. Практически для всех пород, слагающих покровы, в отличие от массивных диабазов субпластовых интрузий, характерна миндалекаменная текстура, нередко в сочетании с порфировидной, пористой и пузыристой, а также присутствие вулканического стекла.

3. Даже соизмеримые по мощности покровы и субпластовые интрузии резко отличаются степенью дифференциации, которая в покровах выражена очень слабо или совсем не наблюдается.

Несмотря на принадлежность к единой верхнерифейской базальтодолеритовой формации (Ян-жян-шин, 1983), магматические породы силлов и покровов четко различаются по своим петрохимическим особенностям. В составе лахандинских и кандыкских субпластовых интрузий, по Дэли, выделяются: диабазы или габбро, кварцсодержащие и конта-диабазы, реже оливиновые диабазы и, в единичных случаях, граногаббро и эссекситовое габбро. Породы рябиновских и малосахаринских покровов больше всего отвечают, по Дэли: базальтам, кварцсодержащим базальтам, спилитам, платобазальтам,

Рис.6. Сравнительные графики распределения средних содержаний микроэлементов в магматических и осадочных породах уйской серии хр. Улахан-Бам (по материалам автора).

I-3 — графики средних содержаний микроэлементов: I — в покровах базальтов и силлах диабазов, 2 — в алевролитах, полимиктовых и граувакковых песчаниках, 3 — в полевошпатово-кварцевых песчаниках; 4 — средние содержания микроэлементов (в %); 5 — ошибка средних содержаний микроэлементов с 5%-ным уровнем значимости.

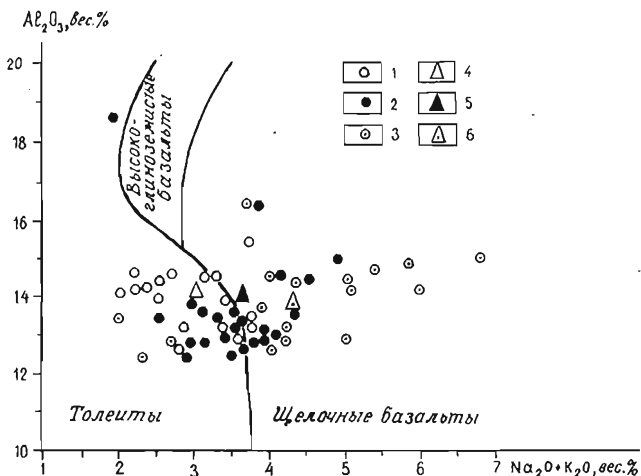


Рис.7. Положение магматических пород из силлов и покровов уйской серии хр. Улахан-Бам на диаграмме Куно (по материалам автора).

I — магматические породы из силлов лахандинской подсерии и кандыкской свиты; 2-3 — магматические породы из покровов рябиновской (2) и малосахаринской (3) свит; 4-6 — среднестатистические значения петрохимических параметров магматических пород из силлов лахандинской подсерии и кандыкской свиты (4), из покровов рябиновской (5) и малосахаринской (6) свит.

кварцсодержащим базальто-диабазам и, в единичных случаях, порфировидным базальтам и микрогаббро. При этом породы силлов и покровов близки по содержанию кремнезема, которое в первых разновидностях колеблется от 48,6 до 53,6 % и в среднем составляет 50 %, а во вторых — меняется от 47,6 до 54,9 % при среднем значении 50,2 %, но довольно резко отличаются по степени и типу щелочности (рис.7,8).

Сумма щелочей в породах лахандинских и кандыкских субплатовых интрузий варьирует в пределах 2-3,7 % при среднем содержании 3,1 %, из которых на K_2O приходится 0,7 %. По типу щелоч-

ности они относятся по средним значениям к калиево-натриевой серии. Породы рябиновских и малосахаринских покровов по характеризующим параметрам отличаются не только от интрузивных образований, но и между собой. В первых из них сумма щелочей колеблется от 2 до 4,9 % и в среднем равна 3,6 %, а во вторых она меняется от 2 до 6,8 %, возрасная в среднем значения до 4,31 %. Среднее содержание K_2O составляет в них соответственно 0,45 и 0,71 %. По типу щелочности они относятся по средним значениям к натриевой серии.

Оценка дисперсий содержаний, средних значений щелочей (K_2O , Na_2O) и их суммы (K_2O+Na_2O) по критериям Фишера (F) и Стьюдента (t) показала статистически значимые различия по этим параметрам между магматическими породами кандыкской (R_3^{kn}) и рябиновской (R_3^{rb}), кандыкской и малосахаринской (R_3^{mls}), малосахаринской и рябиновской свит (см. таблицы).

Из приведенного фактического материала очевидна принадлежность магматических пород лахандинских и кандыкских силлов к базитам с нормальной щелочностью, а их разновидностей в рябиновских и малосахаринских покровах — к субщелочным базальтоидам (Классификация ..., 1981). Увеличение щелочности в рябиновских и

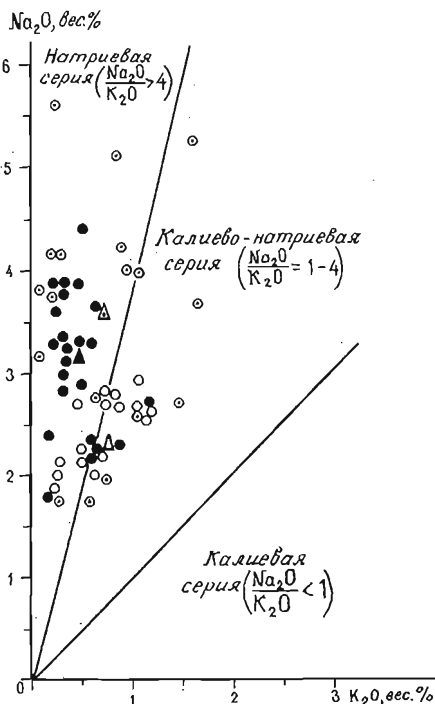


Рис. 8. Систематика магматических пород из силлов и покровов уйской серии хр. Улахан-Бам по типу щелочности в координатах K_2O - Na_2O (по материалам автора). Усл. обозн. на рис. 7.

Сравниваемые свиты	Кол-во анализов	K ₂ O		Na ₂ O		K ₂ O + Na ₂ O	
		F	t	F	t	F	t
R ₃ kn	16	1,7	2,6	3,8	3,7	1,33	2,29
R ₃ rb	23						
R ₃ kn	16	2,7	0,43	11	4	4,69	3,2
R ₃ mls	18						
R ₃ mls	18	4,5	2,2	2,9	1,6	3,5	2,15
R ₃ rb	23						

малосахаринских базитах происходит за счет натриевой составляющей (см. рис.7,8). Это косвенно свидетельствует об их обогащении натрием в процессе взаимодействия лавовых потоков с морской водой, что, конечно, не исключает и дифференциацию магматического очага во времени.

Следует отметить, что не все из выделенных в разрезах рябиновской и малосахаринской свит магматических тел несут бесспорные следы эффузивной деятельности. Незначительная часть "диабазоподобных" пород, наблюдаемых среди вулканических покровов, при целенаправленном изучении, видимо, может быть классифицирована как субпластовые интрузии, но по структурно-минералогическим признакам они резко отличаются от лахандинских и кандыкских и их, по крайней мере, близповерхностное внедрение не вызывает сомнений.

Позднерифейская датировка силлов и покровов хр.Улахан-Бам базируется на геологических наблюдениях, которыми установлено трансгрессивное перекрытие этих образований юдомской серией (Сухоруков, 1984). Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом по валовому составу проб расположены в интервалах: 664-724, 662-704, 749-760 млн лет для покровов и 700-790 млн лет для силлов.

Суммируя вышеизложенное, следует отметить, что в пределах хр.Улахан-Бам развит один из самых полных на Кыллахском поднятии разрезов верхнего рифея, объединяющий трансгрессивный (большая

часть лахандинской подсерии) и регрессивный (грэнская свита, уйская серия) метаритмы. Предложенное расчленение уйской серии хр.Улахан-Бам подчеркивает специфику геологического развития территории. Кроме того, выделение, наряду с малосахаринской, джоронской (джабатымской) и даындинской (устькиройнской) свитами (Ян-жин-шин и др., 1977), рябиновской и кеатанской свит способствует более подробному региональному расчленению серии и ее однозначной корреляции на всем Кыллахском поднятии. Предположение в какой-то мере доказанного несогласия в основании джоронской (джабатымской) свиты исключает "разнофациальное" толкование малосахаринских отложений.

Базирующееся на большом фактическом материале представление о резком преобладании в завершающей стадии позднерифейского магматизма эффузивных проявлений над интрузивными может оказать определенное влияние на металлогеническую концепцию региона и, наряду с другими признаками, позволяет увидеть в его развитии некоторые черты рифтогенеза.

Таким образом, верхний рифей хр.Улахан-Бам является своеобразным ключом к расшифровке многих проблем геологической истории Кыллахского поднятия.

Литература

БАШАРИН А.К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. 203 с.

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.12-20.

КЛАССИФИКАЦИЯ и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.

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., СЕМИХАТОВ М.А., СЕРЕБРЯКОВ С.Н., ВОРОНОВ Б.Г. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея Юго-Вос-

точной Сибири и Северо-Востока СССР. - Сов. геол., 1970, № 3, с.37-53.

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. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.21-62.

НУЖНОВ С.В., ЯРМОЛЮК В.А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. - Сов. геол., 1959, № 7, с.21-31.

НУЖНОВ С.В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 176 с.

ОПОРНЫЕ разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы / Хоментовский В.В., Шенфильд В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. М.: Наука, 1972. 356 с.

СЕМИХАТОВ М.А., СЕРЕБРЯКОВ С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

СУХОРУКОВ В.И. Юдомская серия и пестроцветная свита хребта Улахан-Бам. - В кн.: Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.79-101.

ШАПОВАЛОВА И.Г. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск: Наука, 1974. 140 с.

ШВЕЦОВ М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

ЯН-ЖИН-ШИН В.А., ВОЛКОДАВ И.Г., МЕЗЕНЦЕВ А.В., НЕСЕНЕНКО А.П., СТАРНИКОВ А.И., СУХОРУКОВ В.И. Новые представления о строении и корреляции уйской и юдомской серий Сетте-Дабана. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1977, с.4-6.

ЯН-ЖИН-ШИН В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинария. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. 156 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ
ЮЖНОГО СКЛОНА ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

Верхнедокембрийские отложения, представленные терригенно-карбонатными толщами, широко развиты в сводовой части южного склона Оленекского поднятия (рис.1). Они залегают с резким угловым несогласием на дислоцированных метаморфических породах нижнего протерозоя (эекитская свита).

Современная схема стратиграфии верхнедокембрийских отложений была разработана в начале шестидесятых годов (Битерман, Горшкова, 1962; Виноградов, Красильников и др., 1961). Среди выделенных ими на Оленекском поднятии отложений сололийской серии, состоящей из кютингдинской, арымасской, дебентгдинской и хайпахской свит, а также хорбусуонской серии из маастахской, хатыспытской и туркутской свит, на южном склоне присутствуют не все. Здесь, по данным К.М.Битермана и Е.Р.Горшковой (1962), из разреза выпадают отложения хайпахской, маастахской и хатыспытской свит, а породы туркутской с размывом залегают на известняках дебентгдинской свиты.

Важным этапом для района явились работы Вл.А.Комара (1966), который на основании изучения органических остатков и данных радиологического возраста разработал обоснование биостратиграфической схемы и увязал ее с общей шкалой верхнего докембрия.

Б.Р.Шпунт и др. (1979) в верхнем докембрии южного склона Оленекского поднятия впервые описал отложения, залегающие под породами сыгынахтахской свиты, отнеся их к среднему протерозою (осорхаятинская свита).

Авторы настоящей работы, проводившие на южном склоне Оленекского поднятия крупномасштабную геологическую съемку в бассейнах р.Кютингды и ее притоках, а также на междуречье последних с Буор-Эекитом, детально изучили разрезы верхнего докембрия. На основании этих исследований установлено широкое развитие в районе терригенной толщи, залегающей на нижнепротерозойских метаморфических породах (рис.2). Этой толще оставлено наименование, предложенное Б.Р.Шпунтом. Установлено, что сыгынахтахская свита везде подстилается осорхаятинской и нигде не залегает на метаморфических образованиях.

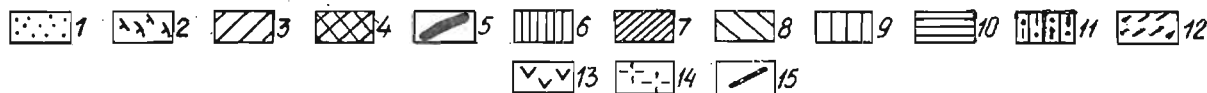
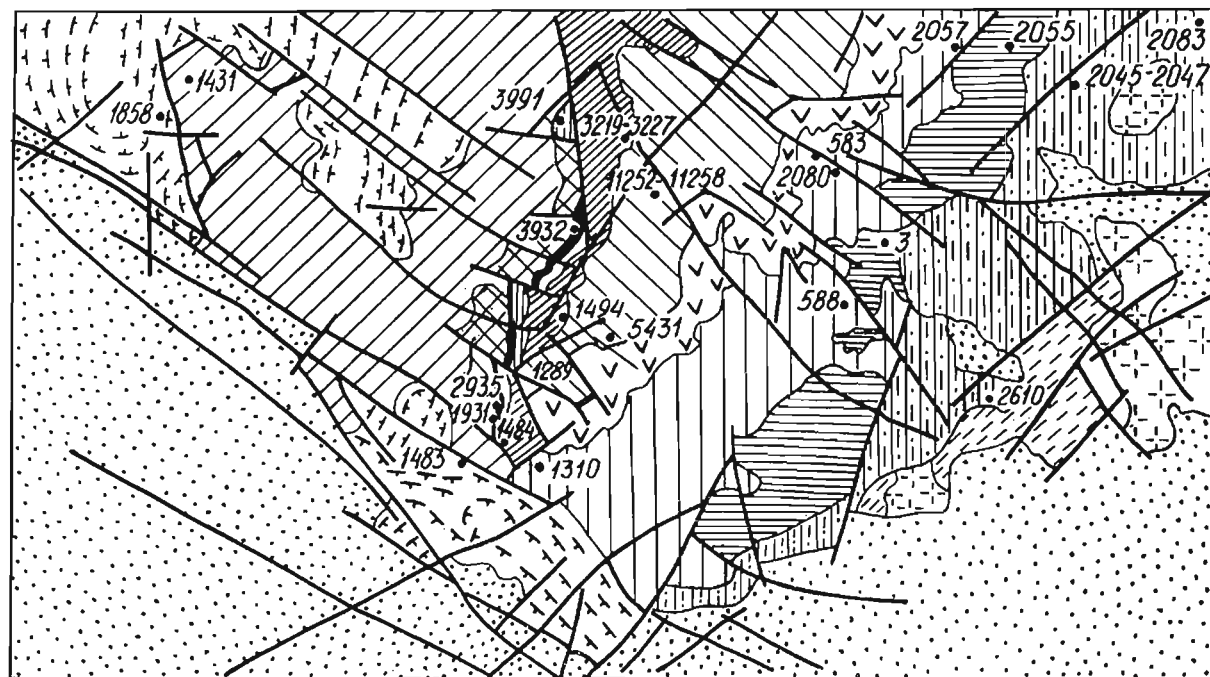


Рис.1. Схема геологического строения южного склона Оленекского поднятия.

I - верхнепалеозойские песчаники, алевролиты, известняки, конгломераты, глины; 2 - кембрийские известняки, глинистые известняки, мергели, горючие сланцы. Венцские отложения: 3 - туркутская свита, доломиты, песчаники; 4 - хатыспытская свита, известняки, доломиты, алевролиты, песчаники, 5 - маастахская свита, песчаники, гравелиты, конгломераты. Рифейские отложения: 6 - хайпахская свита, песчаники; 7 - дебентдингская свита, известняки, песчаники, конгломераты; 8 - арымасская свита, песчаники, алевролиты, известняки; 9 - кютингдинская свита, доломиты, алевролиты, песчаники; 10 - сыгнахтахская свита, песчаники, гравелиты, конгломераты; II - осорхятинская свита, песчаники полимиктовые, вулканомиктовые, алевропесчаники; 12 - раннепротерозойские образования эежитской свиты; 13 - поднепротерозойские диабазы; 14 - раннепротерозойские граниты; 15 - разрывные нарушения.

На южном склоне Оленекского поднятия кютингдинская свита расчленена авторами на три подсвиты, арымасская и дебентдингская свиты на две подсвиты каждая. Кроме того, в районе установлены отложения хайпахской свиты рифея, маастахской, хатыспытской и туркутской свит венда. Последняя расчленена на две подсвиты.

Рифей

К рифейским отложениям, объединенным в сололийскую серию, относятся осорхятинская, сыгнахтахская, кютингдинская, арымасская, дебентдингская и хайпахская свиты.

Осорхятинская свита впервые описана по р.Сыгнахтах (30-метровая толща), а также в районе горы Осор-Хаята (Шпунт и др., 1979). Ранее породы, относимые нами к осорхятинской свите, описывались в составе сыгнахтахской свиты.

Осорхятинская свита слагает полосу северо-восточного простирания шириной 3-9 км. Она залегает с резким угловым несогласием на сланцах эежитской свиты и раннепротерозойских гранитах. Свита, как правило, сложена глауконитсодержащими мелкозернистыми сравнительно однородными по составу кремово-серыми, серыми, розоватыми, розово-серыми до черных полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками и алевропес-

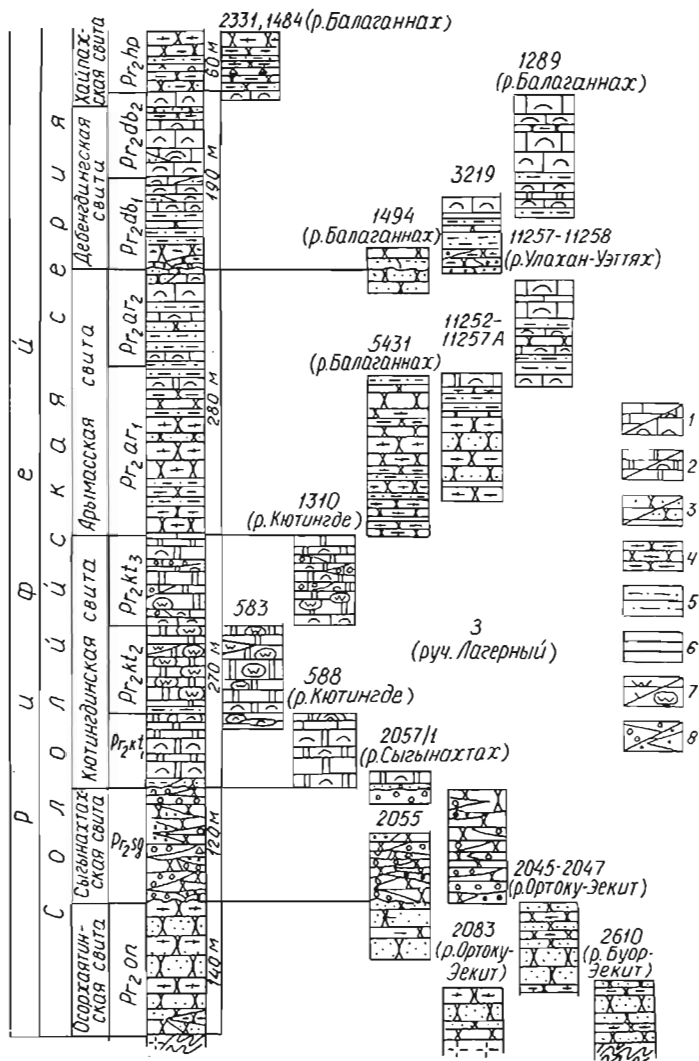


Рис. 2. Схема сопоставления рифейских отложений

1 - известняки, водорослевые известняки; 2 - доломиты, водорослевые доломиты; 3 - кварцевые, полимиктовые песчаники; 4 - глауконитсодержащие песчаники; 5 - алевролиты; 6 - аргиллиты; 7 - кремнистые породы, кремни; 8 - конгломераты, гравелиты.

чаниками, реже глауконит- и кварцевыми песчаниками*. Хорошая сортировка материала терригенных пород и наличие практически во всех разновидностях глауконита свидетельствуют об их морском происхождении.

Нижняя часть свиты обнажается в верхнем течении левого притока Буор-Экита р.Ортоку-Эекит (см. рис.2). Здесь на раннепротерозойских пегматоидных гранитах залегают (обн.2083):

	Мощность, м
1. Песчаники кварцитовидные белые до серых	4
2. Песчаники серые полимиктовые	3
3. Песчаники зеленовато-серые вулканомиктовые	30
4. Песчаники глауконит-кварцевые (с горизонтами - 0,1 - кварц- глауконитовых разностей)	15
Мощность по разрезу	52

На водоразделе между реками Ортоку-Эекит и Сыгынахтах (обн. 2045-2047) выше горизонта глауконит-кварцевых песчаников залегают пачка серых, розовато-серых, зеленовато-серых полимиктовых песчаников мощностью 50-60 метров. Последние выше сменяются темными зеленовато-серыми разностями, чередующимися с кирпично-красными и вишневыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками с глауконитом, гематитом, хлоритом и биотитом. Мощность пестроцветной части разреза не более 40 метров.

Несколько иной состав имеют низы свиты в верховьях Буор-Эекита. Здесь на круто дислоцированных (аз.пад. $90-100^{\circ} \angle 75-80^{\circ}$) метаморфических породах эекитской свиты субгоризонтально залегают светло-серые, кремово-серые, буроватые кварцево-полевошпатовые песчаники, перекрытые горизонтом (1-2 м) глауконит-кварцевых. Мощность нижней части осорхятинской свиты здесь 60-65 м. На р. Сыгынахтах, судя по развалам, в верхней части осорхятинской свиты развита пачка (60-70 м) чередующихся между собой розовато-серых, темно-зеленовато-серых и сургучно-красных песчаников с глыбами (до 0,3 м в поперечнике), красных и кремово-серых доломитов, имеющих характерную неравнобугристую выветрелую корку. Эти породы перекрыты конгломератами сыгынахтахской свиты.

* Именно из этих песчаников, ранее относимых к сыгынахтахской свите, получено определение радиологического возраста 1480 млн лет (Виноградов и др., 1961). Согласно новых констант распада - 1435 млн лет (Харленд и др., 1985).

Общая мощность осорхятинской свиты 120 - 140 м.

Нижний возрастной предел свиты устанавливается фактом налегания этих пород на метаморфические образования эекитской свиты и граниты с радиологическим возрастом 1800-2000 млн лет. Верхняя граница определяется тем, что осорхятинская свита перекрывается грубо терригенной сыгынахтахой и существенно карбонатной кютингдинской свитами (в последней собраны строматолиты нижнего рифея).

Сыгынахтахская свита слагает сравнительно узкую полосу, вытянутую в северо-восточном направлении через бассейны левых притоков р.Кютингте и среднего течения р.Сыгынахта. Свита сложена конгломератами, конглобрекциями, гравелитами, песчаниками, кварцевыми, реже кварцево-полевошпатовыми, светло-серыми до белых кварцитами. Нигде в породах сыгынахтахой свиты наличие глауконита не установлено.

Однообразная по составу, сложенная существенно кварцевыми породами, свита имеет весьма пестрый облик, обусловленный частой сменой по вертикали и латерали линзовидно чередующихся на коротких интервалах конгломератов, гравелитов, песчаников разной зернистости, часто связанных между собой постепенными переходами. Эти ее особенности, отсутствие маркирующих горизонтов не позволяют составить разрез свиты.

Породы сыгынахтахой свиты залегают с размывом, но без видимого углового несогласия на песчаниках и алевропесчаниках осорхятинской свиты с конгломератами в основании (см. рис.2).

К нижней части свиты относятся породы, слагающие скальный выход по левому борту р.Сыгынахта в 1,5 км выше ее устья (обн. 2055). Здесь прослеживается пачка (до 15 м) косослоистых разнозернистых песчаников, средне- и крупнозернистых кварцевых с быстро выклинивающимися линзами и прослоями (5-60 см) мелкогалечных конгломератов и гравелитов, причем мощность этих линз и прослоев снизу вверх уменьшается. По-видимому, вышележащей является толща (50-55 м) преимущественно конглобрекчий, конгломератов и гравелитов с подчиненными песчаниками, развитыми на правобережье р.Сыгынахта. Общая мощность сыгынахтахой свиты здесь не более 65-70 метров.

Южнее левого небольшого притока р.Кютингте (руч.Лагерный) мощность сыгынахтахой свиты возрастает до 110-120 м (обн.3).

В ее составе по всему разрезу здесь преобладают косослоистые разнотекстурные кварцевые песчаники, тонко чередующиеся (0,1–0,3 м) с гравелитами и конгломератами, образующими быстро выклинивающиеся прослои и линзы небольшой мощности. Неясным остается положение в разрезе мощной (не менее 40 м) толщи конгломератов, конгломеркций, гравелитов с подчиненными песчаниками, развитыми на левом склоне долины р.Кютингде, ниже устья руч.Лагерного. Эта толща, похожая на описанную выше по правобережью р.Сыгнахтах, вероятней всего, образует мощные быстро выклинивающиеся линзы, сложенные грубо обломочным плохо окатанным материалом.

Общая мощность сыгнахтахской свиты 65–120 метров. По всей вероятности, участками она выклинивается, и тогда кютингдинская свита залегает непосредственно на осорхятинской.

Нижняя возрастная граница сыгнахтахской свиты определяется наложением ее на породы осорхятинской с радиологическим возрастом 1480 млн лет (Виноградов и др., 1961)*. Верхний возрастной предел свиты определяется возрастом перекрывающей нижнерифейской кютингдинской свиты.

Вопрос о генезисе отложений сыгнахтахской свиты на данной стадии изученности однозначно не решен. По мнению Б.Р.Шпунта (Шпунт и др., 1979), подобного типа отложения характерны для зоны аккумулятивно-прибрежных форм (береговые валы, барьеры), а накопление осадков происходило за счет размыва метаморфических, и, в меньшей степени, магматических пород кислого и, возможно, щелочного состава (метаморфические породы эежитской свиты). По комплексу кластогенных минералов и их количественному соотношению выделяется сыгнахтахская ассоциация рутил-ильменит-турмалин-цирконовая (Шпунт и др., 1979). По нашим данным, эта ассоциация несколько иная – хромит-альмандин-рутил-циркон-турмалин-ильменит, шпинелевая. Наличие хромита говорит о возможности размыва базитов или даже ультрабазитов.

Установленное нами полное отсутствие в отложениях сыгнахтахской свиты глауконита, столь характерного для морских терригенных пород региона в рифее и венде, свидетельствует, по всей вероятности, об их континентальном происхождении. Невыдержанность фаций, линзовидное строение толщи, плохая окатанность и

* Согласно новых констант распада 1435 млн лет (Харленд и др., 1985).

сортировка образований сыгынахтахской свиты свидетельствует, скорее всего, о дельтовом типе отложений.

Нельзя согласиться с точкой зрения Б.Р.Шпунта (Шпунт и др., 1982) о том, что накопление осадков сыгынахтахской свиты происходило за счет размыва метаморфических пород эежитской свиты и частично магматических пород кислого состава. Авторами настоящей работы нигде — ни в описываемом районе, ни к северу от него (в бассейне р.Солооли) не наблюдалось налегания сыгынахтахской свиты непосредственно на породах раннего протерозоя. Везде эта свита подстилается тонко терригенными отложениями осорхятинской свиты. Именно последняя залегает на образованиях раннепротерозойского возраста. Кроме того, предполагаемые Б.Р.Шпунтом источники сноса не объясняют мономинеральный кварцевый состав пород сыгынахтахской свиты. Больше вероятности, что эта свита сформировалась за счет перемыва продуктов разрушения мощной коры глубокого химического выветривания.

Кютингдинская свита. Отложения свиты слагают полосу шириной 2–6 км, протягивающуюся в северо-восточных румбах вдоль долин рек Кютингде, Сыгынахтах, затем Солооли. Они залегают без видимого углового несогласия на породах сыгынахтахской свиты, а также с размывом на песчаниках осорхятинской свиты (см. рис.2). Нижняя граница кютингдинской свиты проводится по появлению маломощных прослоев глауконит-содержащих песчаников или известковистых алевролитов, переслаивающихся с доломитами. По особенностям строения свита делится на три подсвиты.

Нижнекютингдинская подсвита изучена в бассейнах левых притоков р.Кютингде и по долине р.Сыгынахтах. Подсвита делится на три части:

Мощность, м

1. Нижняя (обн.2057) сложена чередующимися песчаниками, серыми мелко- и среднезернистыми неяснослоистыми или известковистыми алевролитами, часто превращенными в филлиты или хлорит-серицит-кварцевые сланцы (0,1–1,5 м), и доломитами, кремово-серыми, серыми массивными или слоистыми (2–2,5 м) с биогермами строматолитов. 12–18
2. Средняя часть (обн.588) подсвиты сложена сравнительно однообразными серыми и кремово-серыми массивными и тонкоплитчатыми доломитами и известняками, причем первые с биогермами

Мощность, м

пластовых и столбчатых строматолитов. 40-50

3. Верхи подсвиты (обн.583) представлены зеленовато-серыми алевролитами со стяжениями зеленовато-серых и серых кремней с караваеобразными обособлениями красных и вишнево-красных, а также серых биогермов строматолитов. 12-18

Общая мощность нижнекютингдинской подсвиты 70-80 метров.

Из этой подсвиты Вл.А.Комаром (1966) определены нижнерифейские *Kusviella kusviensis* (Masl.) Kryl.

Среднекютингдинская подсвита развита преимущественно по склонам долины р.Кютингде. Она сложена доломитами и известняками, водорослевыми кремнево-серыми с желваками голубовато- и зеленовато-серых кремней; алевролитами и кремнистыми породами.

Нижняя граница подсвиты проводится по кровле горизонта алевролитов, содержащего караваеобразные обособления строматолитовых биогермов.

На этих породах залегают (обн.583):

- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Доломиты кремнево-серые с крупными полусферическими биогермами строматолитов | 15 |
| 2. Доломиты кремнево-серые массивные с желваками голубовато- и зеленовато-серых кремней | 20 |
| 3. Доломиты зеленовато-серые, серые, внизу с желваками черных кремней, выше с прослоями (0,1-0,2 м) темных кремнистых пород | 40-49 |
| 4. Доломиты коричнево-серые и кремнево-серые, полосчатые с желваками черных кремней | 10 |

Общая мощность по разрезу и подсвиты в целом 80-90

Из средней подсвиты собраны строматолиты, из которых

Вл.А.Комаром определены *Colinella discreta* Kom.

Верхнекютингдинская подсвита прослежена по правобережью р.Кютингде (обн.1310). Она сложена доломитами с включениями серых и черных кремней, с линзами и маломощными прослоями глаукоцитовых песчаников, алевролитов, кремнистых пород, с горизонтами оолитовых и водорослевых известняков. Граница между верхне- и среднекютингдинской подсвитами проводится условно по горизонту серых известняков с бугристой поверхностью, подстилающих доломиты с прослоями оолитовых известняков.

В нижней части подсвита по р.Кютингге прослежены:

Мощность, м

1. Доломиты серые, кремово-серые, в основании с линзовидными биогермами пластовых строматолитов. Стяжения черных кремней, прослой (0,5-1,0 м) оолитовых известняков 8
2. Доломиты серые, кремово-серые полосчатые с желваками черных кремней. Прослой и линзы (0,3-0,4 м) серых и черных кремнистых пород (псевдоморфозы по пластовым строматолитам), оолитовых известняков (0,3-1,5 м) 24

В низовьях правого притока р.Кютингге - р.Улахан-Уэттах разрез низов подсвита несколько иной:

1. Известняки оолитовые с линзами и прослоями (0,1-0,3 м) тонкополосчатых кремнистых пород 10
2. Доломиты кремово-серые массивные с биогермами пластовых (0,5-1,5 м) строматолитов 25
3. Доломиты кремово-серые массивные с прослоями и линзами (0,1-1 м) оолитовых известняков с биогермами пластовых строматолитов 15
4. Доломиты серые, кремово-серые полосчатые с биогермами коричнево-серых пластовых строматолитов 30-40
5. Известняки серые с прослоями (0,1-0,2 м) кварцевых песчаников 10

Мощность по разрезу и общая мощность верхнекютингдинской подсвита до 100 м.

В верхней подсвите Вл.А.Комаром описаны (1966): *Nucleolla fibrosa* Kom., *Stratifera undata* Kom., *S.flexurata* Kom., *Gongylina differenciata* Kom.

Общая мощность кютингдинской свиты 240-270 м.

Нижняя возрастная граница отложений кютингдинской свиты определяется налеганием их с размывом на нижнерифейских сыгнантахской и осорхатинской свитах. Верхний возрастной предел определяется тем, что она перекрывается отложениями среднерифейской арымасской свиты (Виноградов и др., 1961).

Арымасская свита. Свита широко развита в пределах южного склона Оленекского поднятия, слагая полосу северо-восточного простирания шириной 3-7 км. Соотношение ее с подстилающей кютингдинской свитой описано за пределами рассматриваемой террито-

рии (Виноградов и др., 1961), так как в районе она повсюду граничит с интрузивом позднепротерозойских диабазов и габбро-диабазов (см. рис.1). Арымасская свита делится на две подсвиты (см. рис.2).

Нижнеарымасская подсвита сложена монотонными песчаниками, преимущественно мелкозернистыми кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, в том или ином количестве содержащими глауконит, реже - известковистыми песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами. На левом водоразделе р.Балаганнах (обн.549I) в низах подсвиты развиты серые среднезернистые глауконитсодержащие песчаники с обломками (5-10 мм) темных алевролитов. Выше они сменяются зеленовато- и розовато-серыми мелкозернистыми, также с глауконитом, разностями - мощность 45 м.

Средняя часть подсвиты представлена (снизу вверх): темными зеленовато-серыми тонкополосчатыми алевропесчаниками (10 м), темно-серыми, зеленовато-серыми известковистыми алевролитами (8 м), выше которых залегает толща (110 м) чередующихся между собой зеленовато-серых глауконитсодержащих зеленовато-серых, светло-серых, розовато-серых песчаников.

В верхах подсвиты развиты алевролиты вишнево-серые, зеленовато-серые глауконитсодержащие.

Общая мощность нижнеарымасской подсвиты 180 м.

Верхнеарымасская подсвита сложена водорослевыми известняками, доломитами, глауконитсодержащими песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Граница между подсвитами проводится по подошве нижнего пласта известняков с биогермами строматолитов.

По р.Улахан-Уэтях прослеживается следующий разрез подсвиты (обн.11257-11258):

	Мощность, м
1. Известняки водорослевые зеленовато-серые с прослоями (5-10 см) алевролитов	8
2. Алевролиты вишнево-красные, в нижней части зеленовато-серые глауконитсодержащие	20
3. Песчаники зеленовато-серые с глауконитом, в основании слоя серые, красно-бурые с линзами гравелистых разностей	20
4. Известняки светло-серые, зеленоватые с биогермами столбчатых строматолитов	5

5. Алевролиты серые, зеленовато-серые	15
6. Известняки светло-серые, зеленовато-серые с биогермами столбчатых и желваковых строматолитов	32
Мощность по разрезу	100
Общая мощность арымасской свиты	280
Из верхнеарымасской подсвиты Вл.А.Комаром (1966) описаны строматолиты <i>Conophyton lituus</i> Masl., <i>S.gardanicus</i> Kor., <i>Baicalia minuta</i> Kom.	

Дебенгдингская свита. Отложения свиты в виде узкой (I-I,5 км) полосы север-северо-восточного простирания прослежены в долинах правых притоков р.Кютингде - рек Балаганнах и Улахан-Уэттах. Свита залегает с размывом на разных горизонтах арымасской свиты. По литологическим особенностям она четко делится на две подсвиты.

Нижнедебенгдингская подсвита сложена глауконитсодержащими кварцевыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами и водорослевыми известняками (см. рис.2). По р.Балаганнах на арымасских мелкозернистых песчаниках залегают (обн.1494):

Мощность, м

1. Песчаники полимиктовые пестроокрашенные грубозернистые до гравелистых с глауконитом, выше переходящие в среднезернистые разности	15
2. Песчаники полимиктовые пестроокрашенные разнозернистые с подчиненными прослоями (0,5-0,7 м) алевропесчаников и алевролитов	9
Несколько северней мощность первого слоя возрастает до 21 метра. В его основании развиты гравелиты и гравелистые песчаники (2-3 м).	

Мощность нижней части нижнедебенгдингской подсвиты - 30 м.

Средняя часть подсвиты представлена 40-метровой толщей вишнево-красных и зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов с подчиненными прослоями (1-2 м) песчаников. Завершается разрез нижнедебенгдингской подсвиты пластом (20 м) коричнево-серых и зеленовато-серых водорослевых известняков, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами. Из этого пласта Вл.А.Комаром определены *Anabaria radialis* Kom., *Conophyton garganicus* Kor. Кроме того, отмечаются формы *Platella protensa* Kom. (Комар, 1966).

Общая мощность нижнедебенгдингской подсвиты 70-100 м.

Верхнедебенгдингская подсвита сложена водорослевыми известняками с подчиненными прослоями доломитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов.

На левобережье р.Балаганнах (обн.1289) на зеленовато-серых алевролитах с линзами гравелитов и с крупными зернами глауконита верхов нижнедебенгдингской подсвиты залегают известняки серые водорослевые с *Conophyton garganicus* Kor., выше которых лежит горизонт (1 м) кремово-серых доломитов. Далее вверх по разрезу прослеживаются аналогичные водорослевые известняки с биогермами строматолитов. При этом видно, что данные породы образуют пласты до 5 м мощностью, а между ними залегают алевролиты или аргиллиты (0,3-2 м). Мощность нижней толщи здесь достигает 60 м.

В верхах подсвиты под верхним горизонтом водорослевых известняков (30 м) прослеживается пласт песчаников зеленовато-серых и вишнево-серых крупнозернистых с глауконитом. Здесь наблюдается та же последовательность залегания пород, что и в нижней толще. Завершается разрез верхнедебенгдингской подсвиты пластом (1 м) мелкобугристых горизонтально-слоистых водорослевых известняков с *Anabaria radialis* Kom., выше которых залегают розовато-серые известняки (2 м). Мощность подсвиты 30-90 м.

Общая мощность дебенгдингской свиты 100-190 м.

Хайпахская свита* протягивается в виде узкой полосы северо-северо-восточного простирания по правобережью р.Кютингде до долины р.Улахан-Уэттах. Свита сложена глауконитсодержащими кварцевыми песчаниками, алевропесчаниками, гравелитами с подчиненными прослоями известняков (см. рис.2).

По правобережью р.Балаганнах (обн.2931) на розовато-серых известняках дебенгдингской свиты согласно с резкой границей залегают песчаники глауконит-кварцевые (2-3 м), которые выше сменяются алевропесчаниками аналогичного состава.

Наиболее полный разрез свиты прослежен по правобережью р.Кютингде в 2 километрах выше устья р.Балаганнах (обн.1484):

Мощность, м

1. Алевропесчаники зеленовато-серые, слюдяные переслаиваются с песчаниками мелкозернистыми глауконит-кварцевыми. Видимая мощность 16
2. Конглобрекции известковистые с обломками и с галькой цвет-

* Хайпахская свита в пределах описываемой площади выделяется впервые.

- ных доломитов, кварца, глаукогонита. Цемент известково-песчаный I,5
3. Песчаники кварцево-глаукогонитовые, темные зеленовато-серые, гравелистые 5
4. Песчаники кварцево-глаукогонитовые, зеленовато-серые, переслаиваются с алевролитами и алевропесчаниками I3
- Мощность по разрезу 35,5

Далее к северу вверх по долине р.Балаганнах мощность хайпахской свиты увеличивается до 60 м.. Общая мощность свиты 35–60 м. Судя по разрезу хайпахской свиты, по особенностям ее строения и состава, она соответствует нижней толще стратотипического разреза (Комар, 1966), где возраст ее определяется как верхнерифейский.

Венд

До последнего времени некоторые исследователи (Битерман, Горшкова, 1962 и др.) в южной части Оленекского поднятия указывали на наличие так называемого предтуркутского перерыва, придавая ему региональное значение. По их мнению, в бассейне р.Кютингде венд представлен лишь своими верхами – туркутской свитой, с размывом перекрывающей среднерифейские отложения. Вл.А.Комар (1966) высказал точку зрения о возможности наличия на южном склоне Оленекского поднятия аналогов не только туркутской свиты, но и хатыспытской и маастахской свит. Он высказал сомнение о возможности относительно глубокого размыва в основании туркутской свиты.

В результате проведенных авторами исследований удалось выявить, что венд южного склона Оленекского поднятия содержит те же свиты, что и стратотип хорбусуонской серии (см. рис.1), но в ином объеме и в других фациях. На описываемой территории выделяются маастахская, хатыспытская и туркутская свиты (рис.3).

Маастахская свита прослежена в виде узкой полосы от р.Кютингде и далее вдоль правого борта р.Балаганнах. Она сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, доломитами.

По правому борту р.Кютингде, в I,5 км выше устья р.Балаганнах (обн.1484) на мелко- до среднезернистых зеленовато-серых

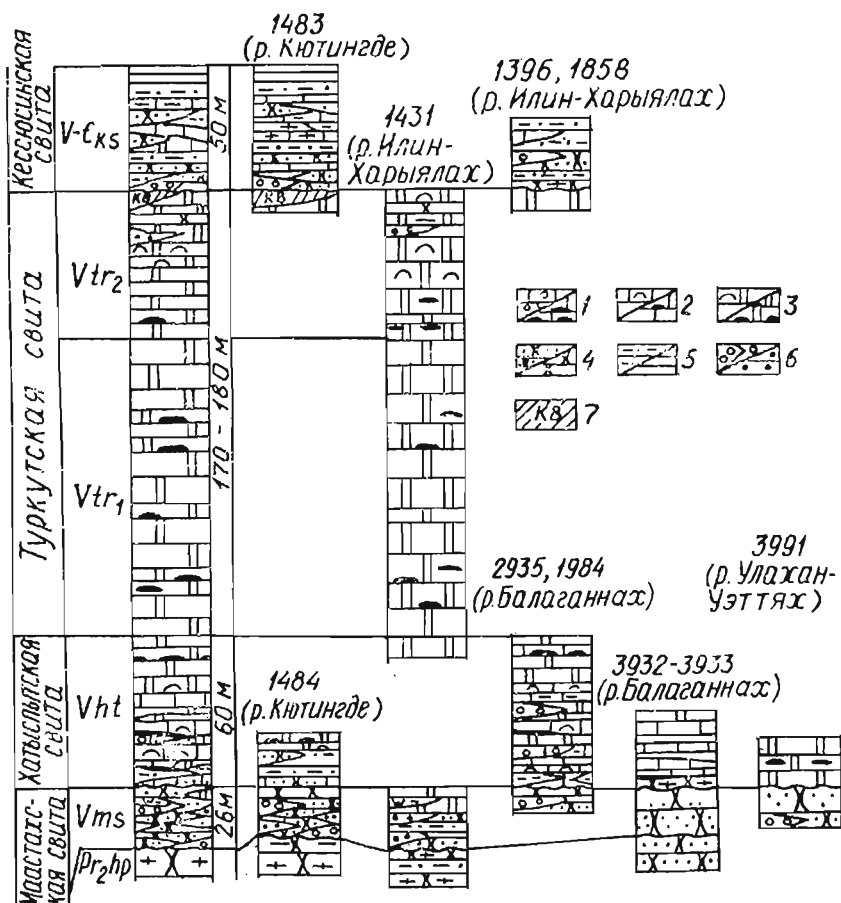


Рис.3. Схема сопоставления вендских и нижнекембрийских отложений.

1 - известняки оолитовые и битуминозные; 2 - известняки водорослевые, глауконитсодержащие; 3 - доломиты водорослевые, битуминозные; 4 - песчаники полимиктовые, кварцевые; 5 - алевролиты, аргиллиты; 6 - конгломераты, гравелиты; 7 - кора выветривания.

глауконит-кварцевых песчаниках залегает (15 м) горизонт маастахских светло-серых, желтовато-серых средне- и грубозернистых

песчаников с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Выше лежит пласт (3 м) кварцитовидных песчаников. Эти породы перекрываются горизонтом (2-3 м) известковистых светло-серых, желтоватых песчаников, относящихся к основанию хатыспытской свиты.

По правобережью р.Балаганнах аналогичные груботерригенные породы перекрываются комплексом терригенно-карбонатных пород, содержащих биогермы строматолитов, характерных для хатыспытской свиты. В верховьях р.Балаганнах на зеленовато-серых алевролитах, аргиллитах и глауконитсодержащих песчаниках хайпахской свиты залегают (обн.3980):

Мощность, м

1. Песчаники светло-серые грубозернистые	2,5
2. Песчаники зеленые мелкозернистые	0,5
3. Песчаники серые, желтовато-серые средне- и грубозернистые слоистые, косослоистые с прослоями и линзами гравелитов	3,5-4,5
4. Алевролиты темные зеленовато-серые	0,4
5. Песчаники серые, желтоватые мелко- и грубозернистые с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов	6,9-8,1
6. Доломиты серые, кремово-серые, темно-серые массивные и полосчатые с тонкими (3-5 мм) прослоями кремнистых алевролитов	10
Мощность по разрезу	23,8-26,0

Общая мощность маастахской свиты достигает в районе 26 м.

Конгломераты и гравелиты, слагающие маастахскую свиту, имеют базальный облик. Они состоят из полуокатанной и хорошо окатанной гальки (50-70 %) размером 1-3 см у первых и 0,3-0,7 см у вторых. Галька представлена (в %): кварцем - 80, микроклином - 5-15, кварцитами, кремнями, песчаниками - 2-10, а также доломитами, оолитовыми известняками, гранитами. Цемент разнозернистый, базальный, соприкосновения, конформно-регенерационный, сложен теми же минералами, что и галька и, кроме того, обломками кислых лав.

Хатыспытская свита слагает полосу шириной 1-3 км, вытянутую в север-северо-восточном направлении от р.Кютингде на юге до р. Улахан-Уэттах на севере. Она залегают согласно, участками с незначительным размывом. Свита сложена известняками, глинистыми известняками, доломитами, сильно битуминозными с подчиненными

прослоями алевролитов, аргиллитов, песчаников и битуминозных сланцев. По правобережью р.Кютингде хатыспытская свита залегает согласно с резким контактом на терригенных отложениях маастахской свиты (обн.1484).

Здесь прослеживается следующий разрез:

Мощность, м

1. Песчаники известковистые светло-серые, желтоватые . . . 2-3
 2. Алевролиты лиловато-серые с прослоями битуминозных сланцев и аргиллитов, выше сменяющиеся песчаниками светло-серыми мелкозернистыми 8-10
 3. Известняки серые водорослевые с биогермами строматолитов I, 5
 4. Доломиты кремово-серые, массивные, чередующиеся с тонкоплитчатыми сильно битуминозными доломитами 6-7
- Мощность по разрезу I 7,5-21,5

Далее к северу по правому борту р.Балаганнах разрез свиты несколько иной (обн.2933). Здесь на кварцевых песчаниках маастахской свиты залегают пестроцветные средне- до мелкозернистых глаукониты, содержащие песчаники (2 м), выше которых лежат серые известняки. Севернее (обн.1984) на песчаниках маастахской свиты залегают:

Мощность, м

1. Известняки серые полосчатые и комковатые, в них прослой (0,2 м) известковистых алевролитов; выше чередуются алевролиты и алевропесчаники с комковатыми известняками . . . 5
2. Известняки кремово-серые водорослевые с биогермами строматолитов *Voxonia grumulosa* Kom.; в верхах черные битуминозные аргиллиты, чередующиеся с известковистыми алевролитами. 2,7
3. Известняки темно-серые, коричневатые псевдооолитовые битуминозные 2
4. Доломитизированные известняки, доломиты сильно битуминозные 7
5. Известняки светло-серые, кремово-серые кавернозные, в верхах с биогермами строматолитов; прослой (0,1 м) черных битуминозных сланцев 3
6. Доломиты кремово-серые чередуются с серыми битуминозными известняками 40

Мощность по разрезу 59,7
Общая мощность хатыспытской свиты 35-60

Из собранных в породах хатыспытской свиты органических остатков Вл.А.Комаром определены: *Voconia grumulosa* Ком., *Paniscollenia emergens* Ком., характерные для юдомского (вендского) комплекса Сибири.

Среди псевдооолитовых известняков свиты М.С.Якшиным определены микрофитолины: *Vesicularites bothrydiformis* (Краснояр.), *V. compositus* Z.Zhur., *V. lobatus* Reith., *Ossagia monolamellosa* Z. Zhur. (IV комплекс микрофитолинов позднего докембрия).

Туркутская свита. На южном склоне Оленекского поднятия отложения туркутской свиты широко развиты в бассейнах правых притоков р.Кютингде. Они залегают согласно с постепенным переходом на породах хатыспытской свиты, причем контакт с породами последней проводится по появлению монотонных массивных кремово-серых, часто кавернозных доломитов. Туркутская свита условно разделена на две подсвиты.

Нижнетуркутская подсвита сложена доломитами, плотными массивными монотонными серыми, кремово-серыми, часто кавернозными, местами битуминозными. Реже встречаются комковатые и псевдооолитовые разности пород. Мощность подсвиты достигает 90-120 метров.

Верхнетуркутская подсвита. Нижняя граница подсвиты проводится по подошве пласта плотных сливных доломитов, обычно образующих скальный уступ, четко прослеживающийся по простиранию. Подсвита сложена серыми, кремово-серыми кавернозными, сгустковными, битуминозными доломитами с биогермами пластовых строматолитов *Paniscollenia emergens* Ком. В верхней части верхнетуркутской подсвиты прослеживается прослой (3-5 м) кварцевых песчаников и гравелитов. Мощность подсвиты 60 м.

Общая мощность туркутской свиты 150-180 метров.

В верхах туркутской свиты Вл.А.Комаром (1966) установлены биогермы строматолитов *Stratifera irregularis* Ком., *Collenia singularis* Ком., характерные для юдомского (вендского) комплекса Сибири.

По правобережью р.Кютингде ниже устья р.Балагаяна на массивных кремово-серых верхнетуркутских доломитах, иногда с мало-мощной корой выветривания (0,1-0,2 м) в верхней части с незначительным размывом и линзами конгломератов (0,5-1,0 м) в основании

залегает терригенная толща, относимая к кессюсинской свите **ниж-**него кембрия.

Толща этих пород четко делится на две части: **нижняя** существенно песчаниковая без органических остатков и верхняя пестроцветная, сложенная алевролитами, аргиллитами, **глинистыми известняками**, содержащими фауну, характерную для томмотского яруса **нижнего кембрия**.

Разрез нижней части кессюсинской свиты изучен по р.Кютингде (обн.1483).

Здесь на отложениях верхнетуркутской подсвиты залегают:

Мощность, м

1. Песчаники глауконитсодержащие зеленовато-серые мелкозернистые с линзами (0,5 м) конгломератов 2
 2. Песчаники глауконитсодержащие зеленовато-серые мелко-среднезернистые косослоистые, линзовидно полосчатые; в верхах слоя прослой алевролитов 4,5
 3. Известняки светло-серые, кремово-серые, комковатые . . . 2
 4. Песчаники буровато-серые слюдястые косослоистые 3
 5. Алевролиты зеленовато-серые с линзами известковистых алевролитов; в верхах слоя известняки (1,0 м) кремово-серые 6,5
 6. Песчаники светло-серые, зеленовато-серые мелкозернистые переслаиваются с темно-серыми алевролитами 5
 7. Известняки темно-серые с глауконитом 3,5
- Мощность по разрезу и нижней части свиты 26,6

Выше согласно с резким контактом залегает 16-метровая толща переслаивающихся зеленовато-серых, вишнево-серых, **лилово-серых** алевролитов, аргиллитов, глинистых известняков, мергелей с линзами известковистых песчаников. Органические остатки в толще не обнаружены.

Вопрос о границе верхнего протерозоя и кембрия в пределах Оленекского поднятия на данной стадии изученности региона не может быть решен однозначно. По всей вероятности, эту границу следует проводить внутри кессюсинской свиты по появлению кембрийской фауны в ее породах. Последнее предлагалось рядом исследователей (Sokolov, Fedonkin, 1984 и др.).

Литература

БИТЕРМАН И.М., ГОРШКОВА Е.Р. Новые данные по стратиграфии синийских отложений Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий. — В кн.: Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1962, с. II-12.

ВИНОГРАДОВ В.А., КАБАНЬКОВ В.Я., КРАСИЛЬНИКОВ А.А., ЭРЛИХ Э.Н. Стратиграфия синийских отложений северо-западной части Якутской АССР. — В кн.: Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Л., 1961, с. 21-23.

КОМАР Вл.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966, с. 122.

ХАРЛЕНД У.Б., КОКС А.В., ЛЛАВЕЛЛИН П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

ШПУНТ Б.Р., ШАПОВАЛОВА И.Г., ШАМШИНА Э.А. и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.

ШПУНТ Б.Р., ШАПОВАЛОВА И.Г., ШАМШИНА Э.А. и др. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.

SOLOV V.S., FEDONKIN M.A. The Vendian as the Terminal System of the Precambrian. Episodes. — Intern. Geoscience News magazine, v. 7, N 1, March, 1984, p. 12-19.

М.С. Якимин

МИКРОБИОТА КОТУЙКАНСКОЙ СВИТЫ БИЛЛЯХСКОЙ СЕРИИ АНАБАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

Водорослевые остатки из кремней котуйканской свиты были описаны В.К. Головенком и И.Ю. Беловой (1981, 1984). При этом наиболее обильные находки ими были отмечены из доломитовых брекчий тектонической зоны по правому берегу р. Котуйкан, в 2,5 км выше устья р. Ильи, секущей устьильинскую и низы котуйканской свит.

Принадлежность доломитовых обломков с кремнями к низам котуйканской свиты очевидна, что устанавливается по характеру их строения, пластовым строматолитам и онколитам. Здесь и в других, указанных В.К.Головенком и М.Ю.Беловой (1984) пунктах, отмечалось резкое преобладание в микробиоте сферических и эллипсоидальных форм.

Нами наиболее обильные находки сделаны ниже по р.Котуйкан в окремнелых строматолитах верхней подсвиты котуйканской свиты в 30–50 м от ее основания. Наиболее насыщенным водорослями оказался разрез по ручью (в 600 м вверх от его устья), впадающему справа в р.Котуйкан, в 12 км выше устья р.Неколек.

Верхнекотуйканская микробиота наряду со сферическими и эллипсоидальными водорослями содержит большое количество самых разнообразных нитчатых форм с хорошо выраженным клеточным строением и размерами широкого диапазона – от 2 до 80 мкм толщиной (табл.Ш, IV). Кроме того, здесь отмечается ряд сложных форм. В целом верхнекотуйканская микробиота имеет хорошую сохранность и отличается большим многообразием представляющих ее морфологических типов водорослей. Сравнение собранного материала по морфологическим признакам с современными сине-зелеными водорослями и ископаемыми (в публикациях по описаниям и таблицам) во многих случаях не позволяет однозначно их идентифицировать, объяснить природу и происхождение. В связи с этим возникает вопрос о правомерности (целесообразности) применения для древних ископаемых водорослей классификации, принятой для современных, хотя целый ряд находок позволяет идентифицировать по морфологическим признакам ископаемые водоросли не только на уровне высоких таксонов (отдел, класс, семейство), но и на родовом и даже видовом. И все же мы не можем быть уверенными в правильности подобных сопоставлений, так как при консервации, захоронении и чрезвычайно длительном нахождении в ископаемом состоянии трудно допустить возможность полной сохранности древних водорослей, а самые незначительные изменения ряда морфологических признаков или утрата некоторых из них в процессе фоссилизации (разложение чехла, изменение оболочки, разрушение нитей и колоний) может привести к неверному диагнозу на уровне таких таксонов, как семейство, класс, отдел, не говоря уже о таких, как род или вид.

В настоящей статье рассматривается лишь часть микробиоты

верхнекотуйканской подсвиты, представленной наиболее характерными и специфичными формами.

Значительная часть форм, изображения которых приведены в таблицах I-IV имеет очевидное сходство с уже описанными рядом исследователей из различных докембрийских микробиот, некоторые повторяют сборы В.К.Головенка и М.Ю.Беловой (1981, 1984), ряд форм по специфичным морфологическим признакам должны рассматриваться как новые.

В целом в микробиоте котуйканской свиты существенно преобладают сферические формы (до 50 %) размером от 2-3 до 250-400 мкм, среди них доминируют формы размером в пределах 20-50 мкм. Наиболее распространены сферы с гладкой тонкой оболочкой, размеры которых изменяются в самых широких пределах. Эти сферы по главным признакам отвечают роду *Phanerosphaera* Schopf and Blacic (Schopf and Blacic, 1971), описанному в микробиоте формации Биттер-Спрингс Австралии, однако во многих из них вместо одного темного сгустка во внутренней части наблюдается агрегат из скопления мелких клеток размером 2,5-4 мкм, в связи с чем сама сфера может рассматриваться не как крупная клетка, а как оболочка колонии (табл. I, фиг. 3) - с этой точки зрения вполне объясним широкий интервал изменчивости размеров сфер этого типа, кроме того, для колоний современных сине-зеленых водорослей характерны деформации оболочки (Кукк, 1977), ее асимметричная форма. Возможно, в качестве различных типов колоний, в ряде случаев соединяющихся между собой каналами и перешейками, можно рассматривать формы, изображенные на табл. I, фиг. 7, 8, 9 и табл. II, фиг. I. Сложные формы этого типа не описаны в литературе и могут рассматриваться как новые роды.

Другой тип сферических образований размером 20-30 мкм с плотной бугорчатой оболочкой ("шагреневая" поверхность) - табл. I, фиг. I - также распространен достаточно широко. Аналогичные сферы описаны В.Шопфом (Schopf, 1968) из формации Биттер-Спрингс как *Globorhynchus rugosum* Schopf, в то же время по всем признакам они могут быть отнесены к органостенным микрофоссилиям *Leiosphaeridia incrassata* Naum., 1949.

Многочисленны также сферы с многослойной оболочкой и нередко с темным, непросвечивающим сгустком внутри (размер сфер 10-30 мкм, сгустка - 2-7 мкм, табл. I, фиг. 2, 6). Подобные струк-

туры со сложной оболочкой описаны также из формации Биттер-Спрингс В.Шопфом (Schopf, 1968) как род *Gloeodiniopsis* Schopf. Темные же сгустки, встречающиеся как в разнообразных сферических, так и в нитевидных ископаемых водорослях, представляют собой, по-видимому, остатки органического вещества, слагавшего внутреннюю часть водоросли.

Среди сферических образований встречен ряд оригинальных форм, еще не описанных в литературе. Среди них сферические образования диаметром 34 мкм, внутренняя полость которых заполнена нитевидной водорослью (толщина нити 3,5 мкм) – табл. I, фиг. 5. В данном случае сама сфера, по-видимому, и является оболочкой колонии нитевидных водорослей, построенной по типу современных *Sphaerocystos* (Еленкин, 1938), однако не исключено, что в данном случае внутри сферической колонии или крупной клетки находится другая, паразитирующая нитевидная водоросль.

В котуйканской микробиоте встречены также сферические образования, имеющие хорошо выраженный отросток, свидетельствующий, по-видимому, о прикрепленном способе существования (табл. I, фиг. 4 и, вероятно, фиг. 10). В первом случае сфера размером в поперечнике 33–36 мкм разделена на 4 четких сегмента, от пересечения линий которых отходит отросток ("ножка") длиной 18 мкм и сечением 7 мкм. Среди современных сине-зеленых водорослей аналогичных форм нет. Среди ископаемых – это новый морфологический тип с хорошо выраженными специфическими признаками.

Еще один своеобразный новый морфологический тип среди сферических образований – это сравнительно небольшие сферы размером около 20 мкм с тонкой оболочкой и хвостовидным прямым отростком толщиной в основании 4 мкм и длиной 25 мкм (табл. II, фиг. 2).

В котуйканской микробиоте достаточно широко распространены мелкоклеточные водоросли, встречающиеся как в виде плотных скоплений с оболочкой и без нее, так и в виде групп отдельных клеток. Среди них выделяются:

Скопления клеток с тонкой оболочкой, как правило, двойные, размером 5 x 7 мкм (табл. II, фиг. 3). По типу скоплений они сходны с *Mucosocoides* Schopf, а по строению клетки – с *Zosterosphaera* Schopf из микробиоты формации Биттер-Спрингс (Schopf, 1968).

Плотные колонии сферической формы без общей оболочки размером 25–30 мкм, состоящие из мелких 5–7 мкм клеток (табл. II,

фиг.4). Форма по типу клеток сходна с *Mucosossoides* Schopf (1968), от которой отличается правильной сферической формой. С другой стороны, внешним контуром весьма сходна с *Synplassosphaeridium* Timofeev (Тимофеев, 1959).

Eogloeosarva bella Golov. et Belova (Головенко, Белова, 1984) – табл. II, фиг. 5 – низы котуйканской свиты. Форма, встречающаяся в нашем материале из того же местонахождения, полностью соответствует описанию голотипа.

Eomicrocystis aff. *elegans* Golov. et Belova (Головенко, Белова, 1984) – колонии размером до 60 мкм, состоящие из гроздевидных, эллипсоидальных агрегатов (8,5–11 мкм), образованных плотно упакованными клетками без видимой оболочки размером 1,5–2 мкм (табл. II, фиг. 6). От типового вида – *E. elegans* Golov. et Belova отличается меньшими размерами клеток и их плотных стяжений (агрегатов, названных авторами рода колониями). Встречен в том же местонахождении по р. Котуйкан.

Вместе с двумя последними морфологическими типами установлены скопления (колонии размером 25–30 мкм) свободно расположенных коротких – 14–16 мкм нитей, состоящих из 2–4 клеток шириной 5–5,6 мкм, высотой 4 мкм (табл. II, фиг. 7). По внешним контурам нити напоминают *Eosynecosoccus grandis* Hofman, 1976 (Головенко, Белова, 1984), однако имеют значительно меньшие размеры, хорошо выраженное клеточное строение и скопления типа колоний. По-видимому, их следует рассматривать как новый род.

Морфологический тип, описанный В.К. Головенком и М.Ю. Беловой как *Eosynecosoccus*, широко распространен в строматолитовых кремнях котуйканской свиты. Как правило, это одиночные (иногда встречаются группами) сильно вытянутые эллипсоидальные образования размером в длину от 12–15 до 100 мкм и от 5 до 15 мкм в ширину; толщина и плотность стенки варьирует также в широких пределах. Среди них можно выделить виды, описанные В.К. Головенком и М.Ю. Беловой (1984) – *E. giganteus* (табл. III, фиг. 1, 2), *E. major* (табл. III, фиг. 3, 8). Среди органостенных микрофоссилий, выделяемых растворением из терригенных пород, эти формы практически полностью отвечают роду *Brevitrichoides* Janakauskas (Янкаускас, 1980 – верхний рифей Урала).

В микробиоте верхней подсвиты котуйканской свиты значительное место занимают нитчатые водоросли. Количественно они уступа-

ют сферическим образованиям (составляют 10-12 % микробиоты) некоторые морфологические типы представлены единицами, однако их многообразие достаточно велико. Здесь мы рассмотрим лишь некоторые из них.

На табл. III, фиг. 4-6 представлены короткие нити длиной от 50 (фиг. 5), 63 (фиг. 4) до 100 мкм (фиг. 6) и толщиной от 10 (фиг. 5) до 15,5 мкм (фиг. 4, состоящие из 8-15 клеток. Высота клеток соответственно 5,5-7 (фиг. 5), 8,5 (фиг. 6), 5,5-6 мкм (фиг. 4). У двух нитей хорошо видны обе концевые клетки, находящиеся в стадии роста и свидетельствующие о росте нити в двух направлениях. Все три формы принадлежат роду *Palaeolungbya* Schopf (Schopf, 1968). Одна из приведенных здесь форм (фиг. 5) весьма близка к *P. Barghorniana* Schopf, описанной из формации Биттер-Спрингс, и отличается лишь большей высотой клеток, остальные две принадлежат, по-видимому, к новым видам.

Здесь же встречены утолщенные веретенообразные формы (табл. III, фиг. 9а, б) длиной 28-33 мкм и толщиной в средней части 16-18,5 мкм, состоящие из 8-11 уплощенных клеток, максимальная (в средней части) ширина которых 16-18 мкм, а высота 3,5-4 мкм (соотношение высоты к ширине примерно 1/5), к концевым частям ширина клеток уменьшается. По характеру строения эта форма напоминает *Palaeolungbya* Schopf, однако "нитевидной" ее можно назвать лишь условно и следует выделить в новый род.

В качестве нового рода следует также рассматривать форму, изображенную на табл. III, фиг. 10, состоящую из 10-12 клеток (длина 46 мкм, толщина 10-16 мкм, высота клетки 4 мкм). Межклеточные перегородки видны лишь во фрагментах, характерны их выступы в виде ребер, по типу строения сходные с *Halypthrix nodosa* Schopf (Schopf, 1968, формация Биттер-Спрингс).

В больших количествах в котуйканской микробиоте встречаются тонкие нитевидные формы, как правило, имеющие плохую сохранность, но присутствующие практически во всех скоплениях водорослей. Лишь в отдельных нитях или их фрагментах сохраняется клеточное строение. На табл. III, фиг. 7 изображена одна из таких нитей, толщина ее 2,8 мкм, длина фрагмента 84 мкм, высота клетки 10-12 мкм (отношение высоты к длине 3/1-4/1). Диагноз отвечает роду *Eomuscetopsis* Schopf. От вида *E. filiformis* Schopf (1968) из формации Биттер-Спрингс отличается меньшей высотой клетки.

На табл.IV, фиг.I,2 нити более толстые - 5-6 мкм, с хорошо видимым клеточным строением. У первой (фиг.I) высота клетки 3-10 мкм - меняется существенно (возможно, не все межклеточные перегородки сохранились), у другой (фиг.2) размеры клеток меняются в пределах 5-8 мкм. В обеих нитях клетки имеют цилиндрическую форму. По типу строения сходны с *Oscillatorioopsis* Schopf (1968).

Наряду с тонкими нитями в единичных экземплярах встречены нити толщиной от 40 до 80 мкм (табл.IV, фиг.4). Нить длиной 300 мкм, высота клетки 14-19 мкм. Оболочка нити практически не сохранилась, клетки несколько деформированы. Форма принадлежит роду *Oscillatorioopsis* Schopf (1968).

На табл.IV, фиг.3 изображена колония довольно сложного строения. Здесь цепочка сферических клеток размером 5-6,5 мкм причудливо изогнута, хорошо видно разветвление колонии (И-образного типа). Размеры колонии - длина 112 мкм, ширина - 50 мкм.

Изложенный материал, как уже было сказано выше, дает лишь самое общее представление о верхнекотуйканской микробиоте Анабарского поднятия. По хорошей степени сохранности, обилию и многообразию материала микробиоты, а также по родовому и видовому составу котуйканский комплекс водорослей сравним с одной из лучших и богатых в мире микробиот формации Биттер-Спрингс (Schopf, 1968; Schopf and Blacic, 1971), возраст которой моложе 1000 млн лет. Микробиота содержит также многочисленные формы рода *Brevitrichoides* - *Eosymchococcus* Golov. et Belova, широко распространенные в верхнем рифеи Урала (Янкаускас, 1980, 1982). Кроме того, в составе микробиоты содержится целый ряд новых, сложных по строению родов водорослей (возможно зеленых). Несомненно, более полное и всестороннее изучение верхнекотуйканской микробиоты позволит провести более полный и всесторонний ее анализ, но в настоящее время уже можно сказать, что на уровне нижнего рифея, к которому отнесена котуйканская свита согласно последним унифицированным схемам, принятым в 1979 году (Решения ..., 1983), подобная микробиота еще нигде не описана.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

- Фиг.1. *Globorhynchus* Schopf.
Обр.АЯ-28/4-б, шлиф, х 700, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.2,6. *Gloeodiniopsis* Schopf.
2-обр.АЯ-26-б, шлиф, х 700; 6 - обр.АЯ-28/4-а, шлиф, х 1400, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.3. *Phanerozapherops* Schopf and Blacic.
Обр.АЯ-28/4-м, шлиф, х 700, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.4. Сегментированная сфера с "ножкой"
Обр.АЯ-28/4-с, шлиф, х 700, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.5. Сферическая колония с нитевидной водорослью внутри
Обр.АЯ-28/4-ж, шлиф, х 700, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.7-9. Колонии внутри оболочки
7 - обр.АЯ-28/4-а, шлиф, х 1400; 8 - обр.АЯ-28/4-с, шлиф, х 1400; 9 - обр.АЯ-28/4-о, шлиф, х 1400, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.10. Сферическая форма с отростком
Обр.АЯ-28/4-м, шлиф, х 1400, р.Котуйкан, котуйканская свита.

Таблица II

- Фиг.1. Сложная колония (?) в плотной оболочке
Обр.АЯ-28/4-и, шлиф, х 1400, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.2. Сфера с хвостовидным отростком
Обр.АЯ-28/4-м, шлиф, х 1400, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.3. *Mucosocoides* (?) Schopf.
Обр.АЯ-28/4-е, шлиф, х 1400, р.Котуйкан, котуйканская свита.

- Фиг.4. *Symplassosphaeridium* Tim. (*Мухсососсоидес* Schopf).
Обр.АЯ-28/4-с, шлиф, х 1400, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.5. *Eogloeoscapa bella* Golov. et Belova.
Обр.АЯ-19/2-а, шлиф, х 700, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.6. *Eomicrocystis* sp.nov.
Обр.АЯ-19/2-а, шлиф, х 700, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.7. Новый род
Обр.АЯ-19/2-а, шлиф, х 700, р.Котуйкан, котуйканская свита.

Таблица III

- Фиг.1,2. *Eosynechosoccus giganteus* Golov. et Belova.
1,2 - обр.АЯ-28/4-е, шлиф, х 700, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.3,8. *Eosynechosoccus Major* Golov. et Belova.
3 - обр.АЯ-28/4-а, шлиф, х 700; 8 - обр.АЯ-28/4-с, шлиф, х 1400, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.4-6. *Palaeolynghya* sp.nov.
4 - обр.АЯ-28/4-б, шлиф, х 700, 5 - обр.АЯ-28/4-и, шлиф, х 700; 6 - обр.АЯ-28/4-е, шлиф, х 700, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.7. *Eomuscetopsis* sp.nov.
Обр.АЯ-28/4-б, шлиф, х 700, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.9. Новый род
Обр.АЯ-28/4-с, шлиф, х 1400, р.Котуйкан, котуйканская свита.
- Фиг.10. Новый род
Обр.АЯ-28/4-н, шлиф, х 1400, р.Котуйкан, котуйканская свита.

Таблица IY

Фиг. I, 2. *Oscillatorioris* sp.

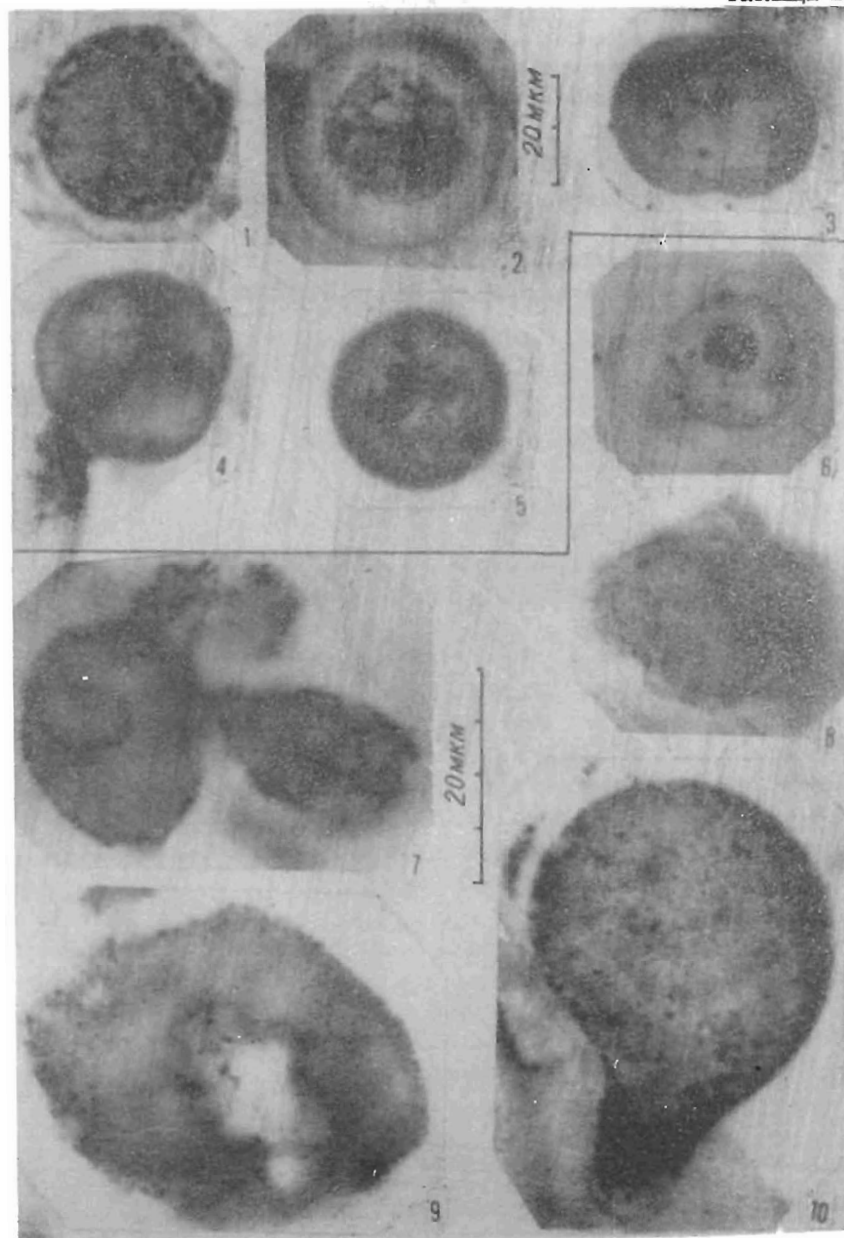
I, 2 - обр. АЯ-28/4-к, шлиф, х 1400, р. Котуйкан, котуйканская свита.

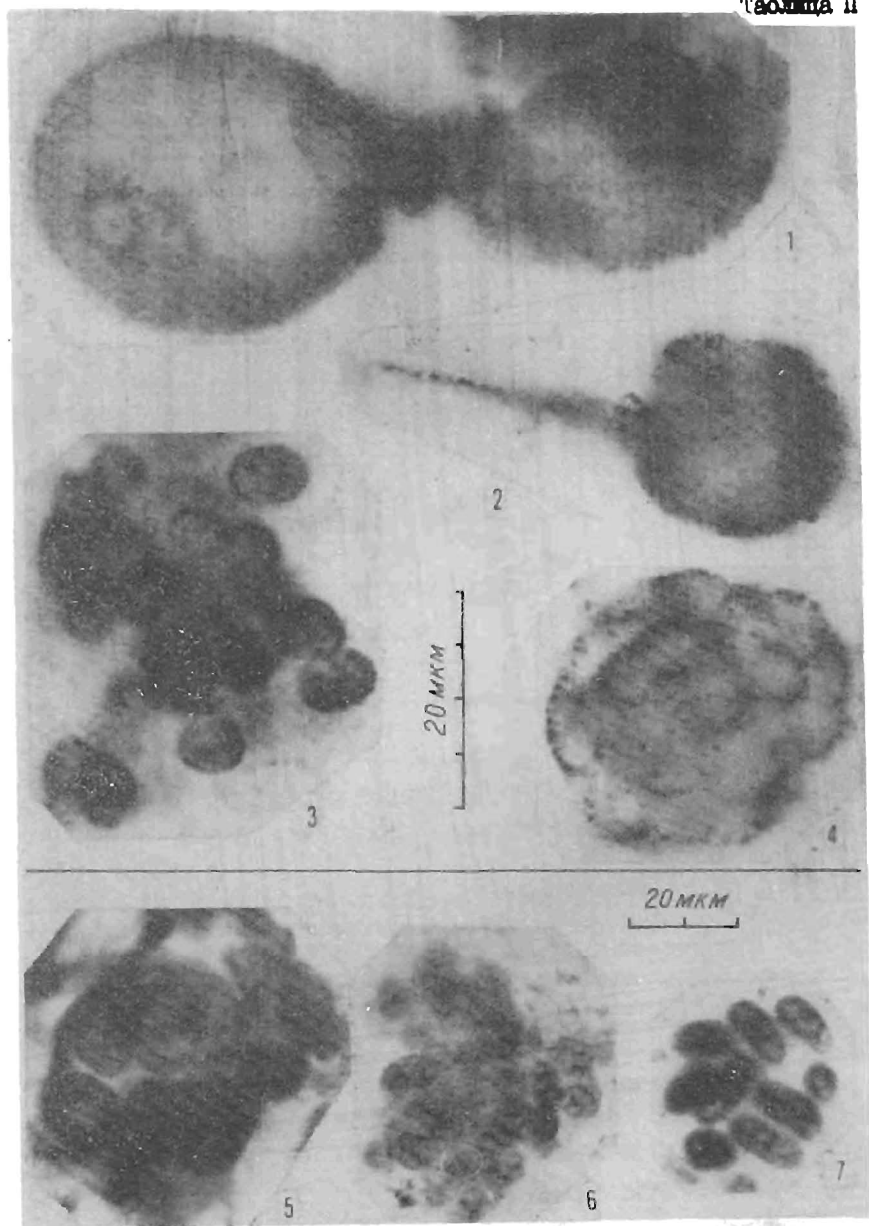
Фиг. 3. Нитевидная ветвящаяся колония.

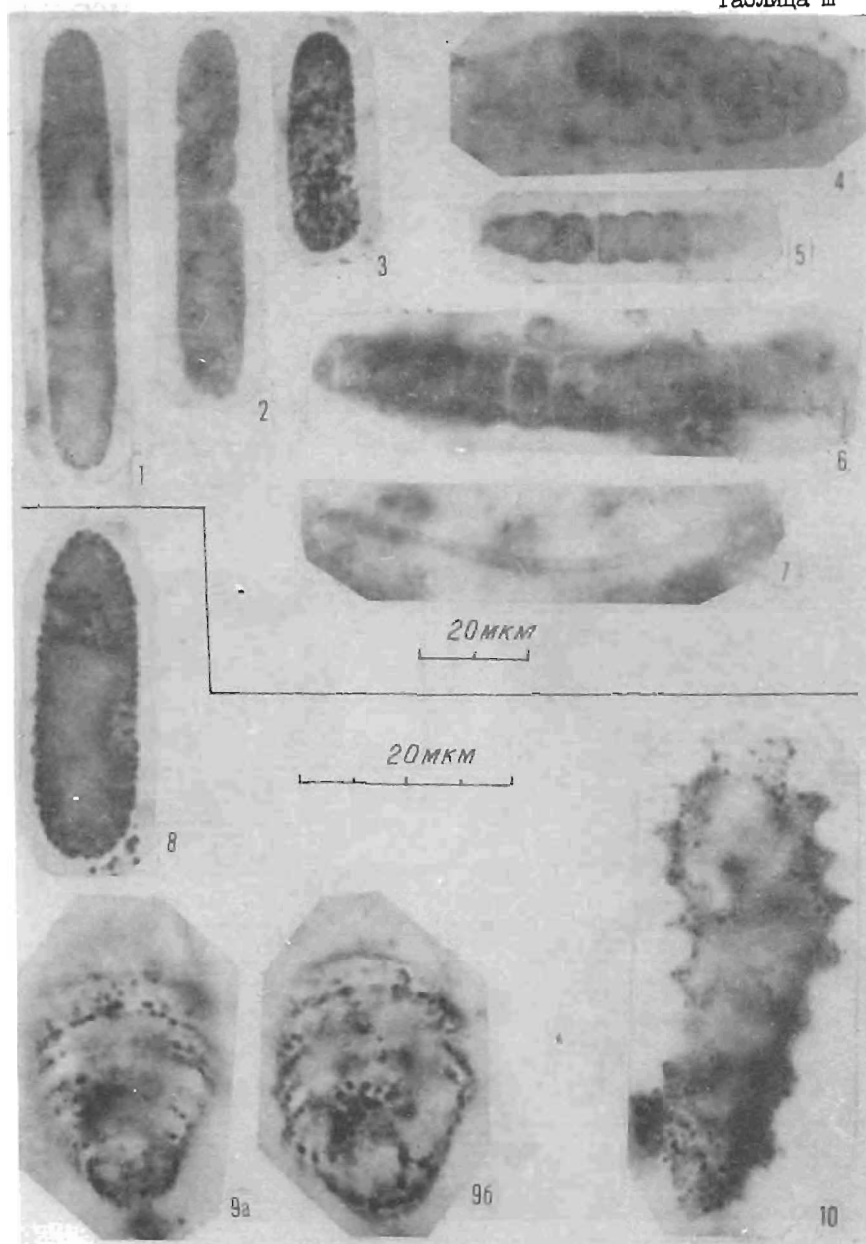
Обр. АЯ-28/4-п, шлиф, х 700, р. Котуйкан, котуйканская свита.

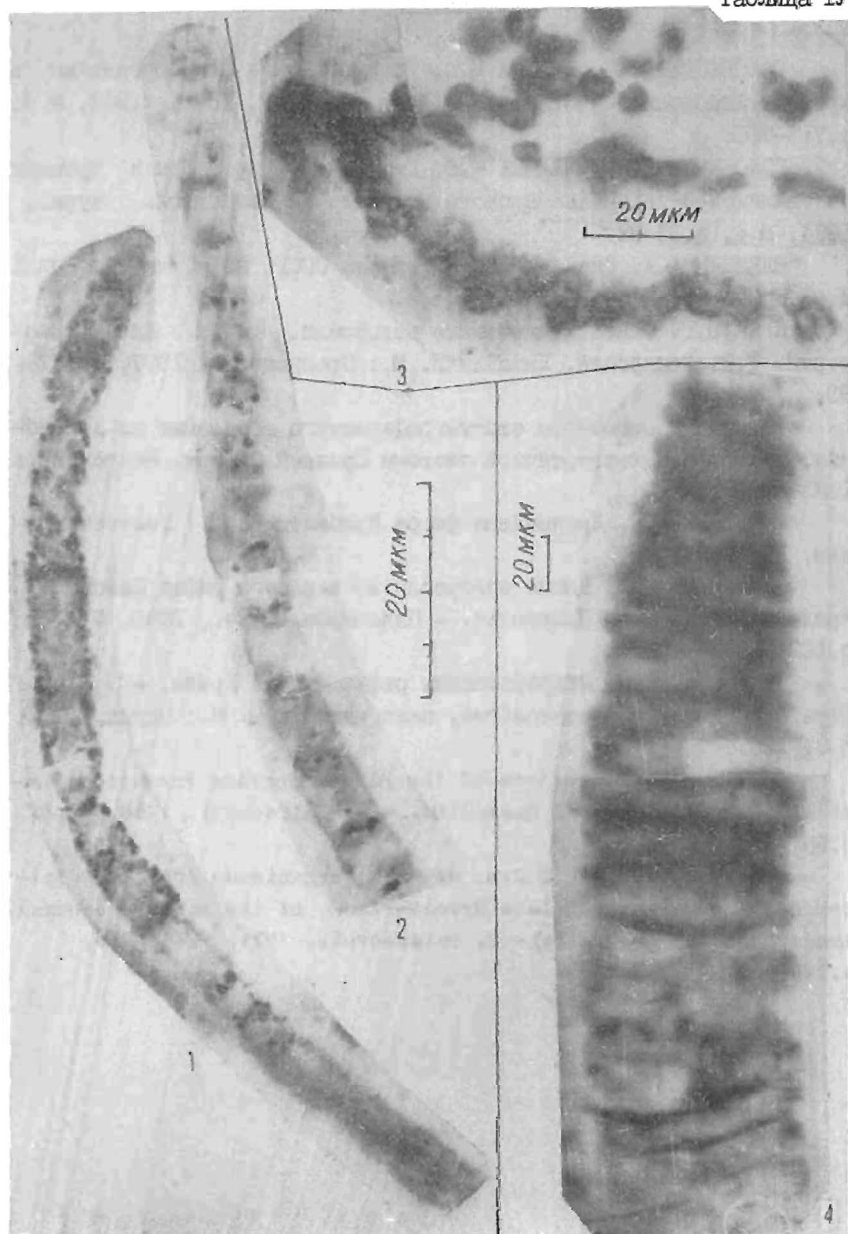
Фиг. 4. *Oscillatorioris* sp.

Обр. АЯ-28/4-з, шлиф, х 350, р. Котуйкан, котуйканская свита.









Литература

ГОЛОВЕНОК В.К., БЕЛОВА М.Ю. Докембрийские микроорганизмы в кремнях Анабарского поднятия. - Докл. АН СССР, 1981, т.261, № 3, с.713-715.

ГОЛОВЕНОК В.К., БЕЛОВА М.Ю. Рифейские микробиоты в кремнях из билляхской серии Анабарского поднятия. - Палеонтол. журн., 1984, № 4, с.23-32.

ЕЛЕНКИН А.А. Синезеленые водоросли СССР. Спец. часть. Вып. I. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 984 с.

КУКК Э.Г. Отдел синезеленые водоросли. - В кн.: Жизнь растений. Т.3. Водоросли. Лишайники. М.: Просвещение, 1977, с.78-93.

РЕШЕНИЯ Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, 1983. 215 с.

ТИМОФЕЕВ Б.В. Древнейшая флора Прибалтики. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 320 с.

ЯНКАУСКАС Т.В. Новые водоросли из верхнего рифея Южного Урала и Башкирского Приуралья. - Палеонтол. журн., 1980, № 4, с.122-128.

ЯНКАУСКАС Т.В. Микрофоссилии рифея Южного Урала. - В кн.: Стратотип рифея. Палеонтология, палеомагнетизм. М.: Наука, 1982, с.84-120.

SCHOPF J.W. Microflora of the Bitter Springs Formation, Late Precambrian, Central Australia. - J. Palaeontol., 1968, v.42, p.651-688.

SCHOPF J.W., BLASIC J.M. New microorganismus from the Bitter Springs Formation (Late Precambrian - of the north - central Amadeus Basin, Australia). - J. Palaeontol., 1971, v.45, N 6, p.925-960.

В.Ю.Шенфельд

СТРАТИГРАФИЯ ДОУСОЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ

В последние годы в связи с проведением большого объема буровых работ получены новые данные, принципиально меняющие представления о корреляции доусольских отложений как во внутренних районах Сибирской платформы, так и с разрезами ее южного обрамления. Последнее обстоятельство заставляет по-иному взглянуть и на корреляцию верхнедокембрийских отложений Прибайкалья и Присяянья и внести коррективы в принятые Унифицированные стратиграфические схемы (Решения ..., 1983). И хотя в ряде случаев однозначные решения по-прежнему трудны из-за недостатка фактических данных, попытаемся в свете новых материалов привести такой вариант увязки разрезов, который бы по возможности снял возникшие противоречия.

Остановимся вначале на освещении вопроса корреляции отложений Иркутского Присяянья и Прибайкалья с прилегающими внутренними районами Иркутского амфитеатра, долгое время вызывавшего разногласия из-за неоднозначной трактовки соотношений и возраста олхинской свиты и положения в обрамлении парфеновского горизонта (Мордовский, 1958; Цахновский, 1959; Кондратьева, 1960; Геологическое строение ..., 1962; Мац, 1962; Писарчик, 1963; Сулимов, 1964; Питковская, 1966; Жарков, Советов, 1969; Опорные разрезы ..., 1972; Воронцова и др., 1975; Советов, 1977; Шенфельд и др., 1980; Тыщенко, Файзулина, 1982; Решения ..., 1983). Проходка ко-

лонковых скважин № 8 и 13 на реках Большой и Тальцы в Прибайкалье, вскрывших под ушаковской свитой отложения качергатской и верхов улунтуйской свит и позволивших в деталях по пачкам сравнить их с разрезами олхинской свиты в глубоких скважинах Ангарской 130, Иркутской I, Космических I и 2 и разрезами При-саянья (Пермяков, 1984; Шенфильд и др., 1984а) дала, наконец, однозначный результат. Нижняя, средняя и часть верхней подсвиты олхинской свиты оказались аналогами улунтуйской свиты, а верхи верхней – аналогом нижних пачек качергатской, т.е. было получено решение, близкое к одному из наиболее ранних представлений о корреляции олхинской свиты (Бабкова, 1951; Мац, 1962). Песчаниковый пласт, вскрытый в скв. Иркутской I в интервале 1966–1905 м, идентифицируемый рядом исследователей с боханским горизонтом (Тыленко, Файзулина, 1982 и др.), оказался аналогом самой нижней – первой пачки качергатской свиты (Шенфильд и др., 1984а).

Естественно, еще более обострился вопрос о корреляции отложений олхинской свиты с отложениями внутренних районов Сибирской платформы. Ведь в стратиграфических схемах, утвержденных МСК (Решения ..., 1983), две верхние и верхи нижней подсвиты олхинской свиты сопоставлены с верхами непской и включены в аянский горизонт, датируемый как венд и (или) кембрий, а улунтуйская свита Прибайкалья (аналог двух нижних подсвит олхинской) в тех же решениях отнесена к самым низам верхнего рифея.

Указанное резкое несоответствие, с нашей точки зрения, частично объясняется ошибочной датировкой возраста непской и улунтуйской свит, принятой по настоянию производственных организаций, ведущих работы в Прибайкалье и на Непском своде (Решения..., 1983). Кембрийский возраст верхненепской подсвиты обосновывался по наличию в ней микрофоссилий III комплекса (Волкова и др., 1980 и др.), однако в опорных разрезах Сибирской платформы, предлагаемых в качестве международного эталона границы кембрия и докембрия, микрофоссилии III комплекса обнаружены ниже этой границы в старореченской и юдомской свитах, рассматриваемых в качестве сибирского эквивалента венда (Хоментовский, 1976, 1985; Хоментовский и др., 1986). Эти данные и существующие в настоящее время представления о корреляции наднепских отложений (иктэхской свиты) со старореченской свитой (Жерновский и др., 1985 и др.) пол-

ностью исключают возможность отнесения непских, а также значительной части наднепских отложений к кембрию и ограничивают их возраст вендом. Явно занижен в унифицированных схемах и возраст улунтуйской свиты (Решения ..., 1983), которая, судя по данным корреляции байкальского комплекса с разрезами Присаянья и Енисейского края, должна занимать довольно высокое (моложе 800 млн лет) положение в верхах верхнего рифея (Опорные разрезы ..., 1972; Хоментовский и др., 1985 и др.).

Однако значительное возрастное сближение олхинской и непской свит не ликвидирует полностью расхождение в их возрасте (верхний рифей – первая, венд – вторая). Очевидно, что в принятых стратиграфических схемах допущена ошибка и в относительной корреляции олхинской и непской свит и что верно не основное решение, а особое мнение по этому вопросу о более высоком положении непской свиты по отношению к олхинской (Решения ..., 1983), неоднократно освещенное в литературе ранее (Опорные разрезы ..., 1972; Мельников, 1982; Хоментовский, 1984 и др.).

Наличие столь противоречивых подходов к корреляции и оценке возраста, в том числе в официальных документах МСК, свидетельствует о том, что этот вопрос далек от принципиального решения и требует тщательного рассмотрения по существу.

Прежде всего, необходимо еще раз проследить весь ряд переходов от разрезов Прибайкалья к Присаянью, а затем через Космическую, Шамановскую, Коркинскую и Покровскую скважины вернуться в Прибайкалье, т.е. пройти по замкнутому контуру и не "перескочить" с прослеживаемыми границами на другой стратиграфический уровень.

Как известно, в Юго-Западном Прибайкалье вскрываются отложения байкальской серии (голоустенской, улунтуйской, качергатской свит) рифея и мотской серии (ушаковской, куртунской и аянканской свит) отнесенной к венду (Решения ..., 1983). Наиболее полные разрезы (рис.1)* обнажены здесь по рекам Голоустной, Куртуну и Хидусе (Тетлев, 1916; Мац, 1962; Опорные разрезы ..., 1972; Шенфиль и др., 1980 и др.). Голоустенская свита (см.рис.1) имеет терригенно-карбонатный, преимущественно доломитовый состав (400-500 м). В улунтуйской выделяется нижняя подсвита – алевро-аргиллитовая с маломощными прослоями песчаников, доломитов и известняков (200-500 м) и средняя-верхняя подсвиты, в основ-

* См. вклейку между с.102-103.

ном представленные известняками и известковыми доломитами, содержащими прослой характерных битуминозных онколитовых известняков, тальцитов, фосфатно-кремнистых и фосфатно-карбонатных пород (300–500 м). В качергатской свите выделяется четыре грубых литологических пачки – первая (60 м) и третья (250–300 м) светло-серых кварцевых песчаников, вторая – алевролитов и аргиллитов (400–460 м) и четвертая – черных аргиллитов с прослоями известковых алевролитов и аргиллитов, кварцевых и полимиктовых песчаников (500–550 м) (Опорные разрезы ..., 1972; Шенфиль и др., 1984а). Ушаковская свита разделяется в Юго-Западном Прибайкалье на три подсвиты: нижнюю – полимиктовых песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов внизу (200–500 м), среднюю – алевролитов и аргиллитов, иногда известковистых с редкими прослоями полимиктовых песчаников (180–200 м) и верхнюю – полимиктовых песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов и в ряде районов юга Прибайкалья – конгломератов (400–500 м). Куртунская свита в максимальных разрезах по р.Куртун начинается с кварцевых песчаников (1–3 м), перекрытых переслаивающимися кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами, внизу темно-зелено-вато-серыми (70–80 м), вверху красными (30–35 м). Верхняя часть разреза куртунской свиты сложена алевролитами и аргиллитами с редкими тонкими прослоями доломитов (120–130 м) с остатками *Paleocolina aff. evenkiana* Sok. Суммарная мощность отложений куртунской свиты меняется в широких пределах от 250 м на р.Куртун до 100 м на р.Правой Ушаковке (Опорные разрезы ..., 1972; Шенфиль и др., 1980 и др.) Аянканская свита представлена доломитами и глинистыми доломитами с прослоем кварцевых песчаников или песчанистых доломитов в основании (140–150 м). Верхняя граница свиты проводится по появлению доломитовых брекчий, с которых достаточно условно здесь принято начинать усольскую свиту нижнего кембрия.

В разрезах рек Куртун – Голоустной – Большой и далее в линии скважин от колонковых С-8 и С-13 (по рекам Большой и Тальце) до глубоких Ангарской 130, Иркутской I и Космической I видно, что наиболее четко прослеживаемым репером являются полимиктовые песчаники ушаковской свиты (см. рис. I). В подстилающей их толще столь же выдержанно прослеживаются известняки улунтуйской свиты и кварцевые песчаники первой пачки качергатской свиты (более

подробную аргументацию см. Шенфиль и др., 1984а). В то же время верхние пачки качергатской свиты к западу последовательно срезаются. Не исключено, что одновременно выклиниваются нижние горизонты ушаковской свиты, первоначально занимающей меньший по площади бассейн осадконакопления, но доказательно проследить выпадение нижних ее пачек к западу не удастся.

Сложнее обстоит дело с корреляцией надушаковских отложений. Поиск кварцевых песчаников основания куртунской свиты в глубоких скважинах юга Иркутского амфитеатра показывает, что наиболее вероятным их аналогом являются светло-серые кварцевые песчаники, развитые в скважинах Иркутской I (инт. 1711-1703 м) и Космической I (инт. 1996-1984 м) между подстилающими их полимиктовыми песчаниками и перекрывающими алевроитистыми и песчанистыми доломитами и полевошпато-кварцевыми песчаниками. Как будет показано ниже, эта корреляция подтверждается дальнейшим прослеживанием пласта кварцевых песчаников через Коркинскую и Покровскую скважины с повторным выходом в Прибайкальские разрезы. Еще один пласт светло-серых кварцевых песчаников, вскрытый в скв. Иркутской I в интервале 1542-1538 м, является возможным аналогом песчаников основания аянканской свиты, четко выраженных в близких к Присянью разрезах по р.Правой Ушаковке (см. рис.1). В таком случае мощность аналогов куртунской свиты в скв. Иркутской I составит около 170 м, а аянканской чуть более 440 м. Если для первой из свит мощности соизмеримы с Прибайкальскими, то для второй они оказываются более чем вдвое увеличенными. Однако эта диспропорция вполне объяснима. Во-первых, уже давно отмечено общее увеличение мощности карбонатных отложений кембрия и верхов венда во внутренние районы платформы от ее обрамления за счет смещения в этом направлении областей максимального прогибания бассейнов (Писарчик, 1963; Опорные разрезы ..., 1972 и др.). Во-вторых, в аналогах аянканской свиты в скважинах Иркутской I и Космической I отмечаются прослой солей и ангидритов, за счет которых происходит резкое наращивание мощности осадков.

Сравнение разрезов Иркутской и Космической скважин с разрезами по р.Олхе и у пос.Моты (рис.2) показывает соотношение выделенных в них стратиграфических подразделений со свитами Иркутского Присянья. Здесь также наиболее четким и к тому же выдержанным по мощности репером являются полимиктовые песчаники ана-

логов ухаковской свиты, сопоставимые с хужирской свитой При-
саянья. Эта корреляция подтверждается наличием непосредственно
над ними пласта кварцевых песчаников основания куртунской свиты,
однозначно прослеживаемого в основании шаманской (мотской) сви-
ты (Шенфиль и др., 1984а).

Ниже хужирской свиты в Присаянье развиты отложения олхинс-
кой свиты, две нижних подсвиты которой и низы верхней прослежены
на улунтуйские отложения в скв. Иркутскую I при полном сходстве
их состава и мощности (Шенфиль и др., 1984а; Пермьяков, 1984).
Аналогом нижней пачки качергатской свиты оказываются грубозер-
нистые песчаники средней части верхнеолхинской подсвиты, содер-
жащие, как и качергатские, лепешковидные включения алевролитов и
аргиллитов и гальку кварца (Сулимов, 1964; Шенфиль и др., 1984а).

Следующим репером в скв. Иркутской I являются кварцевые
песчаники основания аянканской свиты (инт. 1542–1533 м), просле-
живаемые в Мотский разрез на аналогичные песчаники, развитые в
основании иркутской свиты (см. рис.2). При этом мощные (до 320 м)
полевошпатово-кварцевые песчаники шаманской (мотской по Фреде-
риксу, 1915) свиты частично замещаются внутри платформы долами-
тами в различной степени алевритистыми и песчанистыми, среди ко-
торых в скв. Иркутской I сохраняются еще значительные по мощнос-
ти (например в интервале 1650–1630 м) пачки красноцветных песча-
ников, полностью аналогичных мотским. В скв. Космической I, при
дальнейшем удалении от областей сноса, количество и мощность
песчаных прослоев резко сокращается. В связи с уменьшением тер-
риторной составляющей мощность аналогов шаманской свиты в целом
сокращается от 320 м в Присаянье (у пос. Моты) до 170 м в скв.
Иркутской I и до 120 м в Космической I. Одновременно, как и от
Прибайкалья, в глубь прогиба растет мощность аналогов иркутской
свиты.

Таким образом, увязка разрезов Прибайкалья и Присаянья че-
рез внутренние районы юга Иркутского амфитеатра указывает на со-
ответствие олхинской свиты отложениям байкальского комплекса,
хужирской свиты – ухаковской, шаманской (мотской) свиты – кур-
тунской, иркутской – аянканской, что в общем виде очень близко к
корреляции, ранее предлагавшейся рядом исследователей (Мац, 1962;
Шамес, 1967 и др.).

Проконтролируем правильность предложенной выше корреляции

дальнейшим прослеживанием выделенных подразделений от скв. Космической I к северо-западу в глубь платформы, а затем к востоку с повторным выходом на разрезы Прибайкалья.

Наибольшую сложность в этом прослеживании составляет переход от скв. Космической I к ближайшим с северо-запада скважинам Боханско-Парфеновской группы, разделенным более чем 70-километровым промежутком, в котором глубокие скважины отсутствуют. Дополнительной трудностью является то, что скважины этой группы пройдены более 20 лет назад и имевшийся незначительный керновый материал по ним к настоящему времени утрачен. В связи с этим мы воспользуемся данными по расположенной несколько западнее скв. Морозовской II6 (см. рис.1). К сожалению, основной реперный горизонт – кварцевый песчаник основания шаманской (мотской) или куртунской свит здесь пройден без отбора керна (его следует ожидать в интервале 2015–2025 м), но зато ниже (инт. 2027–2105 м) почти со стопроцентным выходом керна вскрыты полевошпатово-кварцевые разнотернистые до гравийных грубокослоистые песчаники в нижней части серые со слабым зеленым и лиловым оттенком (около 25 м), а выше вишнево-бурые более мелкозернистые, часто с включениями плоских обломков лиловых аргиллитов. Эти песчаники в деталях соответствуют отложениям хужирской свиты Присаянья (см. рис.2), вскрытым ниже кварцевых песчаников в скважинах Иркутской I (инт. 1715–1812 м) и Космической I (инт. по керну 1995–2035 м).

При непрерывном отборе керна очень хорошо представлен нижний контакт песчаников. На неровной слабоволнистой поверхности вишнево-бурых алевролитов и аргиллитов, содержащих тонкие прослои красновато-серых кварцевых песчаников, параллельно слоистости, но с резкой границей залегают косослоистые розовато-бурые полевошпатово-кварцевые мелкозернистые песчаники, которые в 4 см выше перекрываются гравелитами, содержащими гальку кварца, кварцитов, яшмовидных пород в песчаном цементе, аналогичном по составу подстилающим песчаникам. В основании гравелитов наблюдаются карманы глубиной до 2–3 см. Выше выделяется еще несколько прослоев гравелитов, чередующихся с разнотернистыми песчаниками в пакке мощностью до 1 м.

Таким образом, несмотря на резкость взаимоотношений, можно утверждать, что наблюдаемые размыты носят внутриформационный характер: размыт в основании всей грубой песчаной толщи выглядит

менее выраженным, чем в основании вышележащего прослоя гравели-
тов, явно внутриформационного.

Ниже по разрезу в скв. Морозовской II6 выделяются: а) виш-
невые и зеленые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников
(инт. 2105–2113 м), а затем, после перерыва, в керне, б) серые
мелкозернистые косослоистые слюдистые полевошпатово-кварцевые
песчаники, близкие по составу к хужирским и заметно отличающиеся
от кварцевых песчаников качергатской свиты (инт. 2140–2160 м).
Ниже по разрезу в редком керне (см. рис. I) наблюдаются: в) тем-
но-серые алевролиты и аргиллиты, иногда с тонкими прослойками
светло-серых тонкозернистых кварцевых песчаников, образующих
более выраженные прослои в интервале 2228–2230 и 2250–2260 м. От-
бор керна из этой пачки прекращен на глубине 2260 м и далее до
фундамента (глубина около 2500 м) имеются лишь данные геофизи-
ческого изучения скважины (ГИС).

Возникает вопрос, какую часть разреза считать аналогом ху-
жирской свиты? Если только одну верхнюю грубую пачку песчаников
с резкой границей в основании, то как интерпретировать пачку
"б", более близкую к хужирским, а не к качергатским породам, и
как поступить с разделяющей их пачкой "а" алевролитов и аргилли-
тов, отсутствующей в разрезе Иркутской скважины? Нам представля-
ется более обоснованным считать песчаники пачки "б" (исходя из
их состава) аналогами хужирской свиты, признавая тем самым нали-
чие постепенного замещения монолитных песчаных пород обрамления
платформы переслаивающимися песчаниками и алевролитами (пачки
"а"). Аналогичную позицию занимала Я.К. Писарчик (1963), указы-
вавшая на замещение алевролитами домотских песчаников от Бельс-
кой скв. I–0 к Боханским и Осинским скважинам, где переслаива-
ние грубых песчаников и алевролитов выражено более четко и на-
блюдается уже в более высокой части разреза аналогов хужирской
свиты.

Нижняя часть разреза скв. Морозовской II6 (пачка "в") и ее
аналоги в соседних скважинах (Бельской, Боханской, Осинской и
др.) большинством исследователей сопоставляется с олхинской сви-
той (Цахновский, 1959; Писарчик, 1963; Опорные разрезы ..., 1972;
Мельников, 1982 и др.). В свете вышеизложенных данных верхняя
часть пачки, начиная с песчаниковых прослоев на глубине 2260 м,

возможно, является аналогом качергатской свиты (см. рис. I). Интервал развития прослоев кварцевых песчаников (2260–2228 м) примерно соответствует первой пачке качергатской свиты, как и в скв. Космической I, сильно расслоенной алевролитами. Ниже по разрезу должны располагаться аналоги улунтуйской свиты, но керна нет, и аналоги карбонатной части разреза (или среднеолхинской подсвиты) здесь не выявлены. Вместе с тем в интервале их возможного развития, по данным ГИС, намечается две маломощные пачки пород с пониженной γ -активностью, что может свидетельствовать о наличии здесь либо карбонатных, либо груботерригенных пород. В первом случае это могут быть редуцированные карбонатные аналоги верхов улунтуйской свиты. Хотя полной определенности в попачечной корреляции нет, тем не менее соответствие этой части разреза байкальскому комплексу является одним из наиболее вероятных вариантов (см. рис. I).

Сравнение разреза скв. Морозовской II6 и расположенной севернее Шамановской IO показывает, что в последней вновь представлен в керна горизонт кварцевых песчаников (инт. 2528–2517 м), который в скв. Иркутской I сопоставлялся нами с основанием куртунской и шаманской свит. Здесь он однозначно выделяется под названием парфеновского горизонта (Тыщенко, 1980 и др.).

Далее к востоку подошва песчаникового горизонта прослеживается практически всеми исследователями через серию промежуточных скважин в скв. Коркинскую I5 (глубина 2895 или 2877 м) и Покровскую I4I (глубина 2485 м). Далее в разрезе Прибайкалья подошва парфеновского горизонта выводится в основание кварцевых песчаников куртунской свиты (см. рис. I). При этом поддоломитовая часть разреза скв. Покровской I4I (инт. 2485–2415 м) с очень маломощным (3 м) пластом серых мелкозернистых кварцевых песчаников в основании, перекрытых слюдистыми алевролитами (67 м) с тонкими прослоями тонкозернистых песчаников и реже доломитов (вверху), по характеру строения и мощности чрезвычайно близка к разрезу куртунской свиты в верховьях р. Бол. Лены (см. рис. I).

Точно также однозначно выделяемый в скв. Шаманской IO боханский горизонт песчаников (инт. 2692–2650 м), прослеживается в Тытинской, Коркинской и Покровской скважинах, и его подошва выводится в Прибайкалье в основание ушаковской свиты (см. рис. I), где происходит смена тонкотерригенных пород верхов качергатской

свиты, грубыми полимиктовыми песчаниками (а иногда и конгломератами) ушаковской свиты (см. рис. I).

Таким образом, прослеживание по замкнутому контуру подтверждает правильность выделения кварцитовидных песчаников основания шаманской (мотской) свиты Присаянья на основании кварцевых песчаников куртунской свиты, а подошвы хужирской свиты через боханский горизонт в основание ушаковской. Ранее в ряде публикаций мы допускали соответствие низов шаманской (мотской) свиты верхам ушаковской (Опорные разрезы ..., 1972; Шенфиль и др., 1980 и др.). При этом в качестве аргумента использовались данные о равной суммарной мощности хужирской и шаманской (мотской) свит у пос. Моты и ушаковской и куртунской свит по р. Правой Ушаковке. Резкие изменения мощности шаманской свиты, установленные при переходе от разрезов Присаянья к Иркутской и Космическим скважинам свидетельствуют о непостоянстве этого параметра. Столь же изменчива в Прибайкалье мощность куртунской свиты (Опорные разрезы ..., 1972). Южнее разрезов р. Бол. Лены в бассейне рек Хидусы и Куртун при приближении к области сноса мощность ее возрастает (соответственно до 140–250 м), и в разрезе резко увеличивается содержание песчаников (см. рис. I). Дальнейший рост мощности этого стратиграфического подразделения в Присаянье приводит к тому, что шаманская свита начинает превышать по мощности куртунскую, но этот факт не может служить аргументом против их корреляции между собой.

Возможность прослеживания характеризованного выше горизонта кварцевых песчаников в разрезах южной части Ангаро-Ленской ступени, и выявление его соответствия песчаникам основания шаманской и куртунской свит Присаянья и Прибайкалья (на что указывала еще Я.К. Писарчик, 1963) позволяют, по крайней мере для этой части внутренних районов Сибирской платформы, выделить стратиграфическое подразделение, ограниченное снизу естественным рубежом появления кварцевых песчаников и синхронное в своем основании с подразделениями обрамления платформы (куртунской и шаманской свитами). Верхнее ограничение этого подразделения уже обсуждено выше. Оно примерно совпадает с подошвой репера m_2 в понимании Л.П. Конева и Н.В. Мельникова (Конева, 1985). Ранее это подразделение уже сопоставлялось нами (Опорные разрезы ..., 1972) с мотской (шаманской) свитой. Теперь предложенная корреляция получила

подтверждение с небольшой поправкой: во вновь выделяемое подразделение не следует включать пачку кварцевых песчаников, обнаруженных в скв. Иркутской I под репером m_2 (в инт. 1542-1538 м), так как она является аналогом нижних песчаников иркутской свиты. Преимущественно карбонатный состав свиты не позволяет использовать для нее названия свит, с которыми она коррелируется - куртунская или шаманская (мотская). Из предложенных в последнее время подразделений она ближе всего по объему космической свиты (Конева, 1985), из которой следует исключить верхнюю пачку песчаников и добавить снизу песчаники парфеновского горизонта. Более низкое по положению в разрезе стратиграфическое подразделение от подошвы боханского до подошвы парфеновского горизонта близко по объему чорской свиты (Арутюнов и др., 1982), из которой надо исключить в стратотипе в Чорской скв. II5 верхние кварцевые песчаники парфеновского горизонта (с глубины 3214 м) и добавить снизу от фундамента пачку терригенных пород, хорошо коррелирующихся с низами боханского горизонта в скв. Шаманской I0 (см. рис.2). В последнем разрезе в интервале 2692-2528 м целесообразно принять за гипостратотип чорской свиты. Поскольку чорскую свиту мы наряду с другими авторами (Арутюнов и др., 1982; Мельников, 1982; Воробьев, 1982) понимаем в четырех разных объемах, возможно, в предлагаемом гипостратотипе правильное было бы предложить новое название свиты (например, молькинская по названию поселка, поблизости от которого расположена Шамановская группа скважин). Для отложений, подстилающих космическую свиту в Иркутской, Космических и Ангарской скважинах, целесообразно использовать название хужирская свита, так как их состав и строение аналогичны соответствующей свите Иркутского Присяянья. Выше отложений космической свиты до подошвы усольской в аналогах иркутской свиты, по данным ГИС, можно выделить еще два стратиграфических подразделения (свиты), разделенных хорошо коррелируемым репером m_3 . Однако практически полное отсутствие керн из этого интервала не позволяет предложить для них стратотипические разрезы. Ориентировочно они примерно соответствуют нижней и верхней подсвитам даниловской свиты (Воробьев и др., 1982), но корреляция подошвы последней из Приленской в Бельско-Жигаловскую зону неоднозначна, о чем будет подробнее сказано ниже.

Дальнейшее прослеживание аналогов олхинской, ушаковской и

шаманской (мотской) свит к северу от скв. Шамановской I0 различными исследователями проводится по-разному, но до разрезов Братской площади эти расхождения, как правило, незначительны. Аналогии олхинской свиты выклиниваются к Атовской (Опорные разрезы..., 1972 и др.) и Чорской (Мельников, 1982 и др.) площадям, либо выделяются в последней снизу в незначительном объеме (Арутюнов, и др., 1982). Прослеживание песчаников боханского горизонта от скв. Шамановской I0 показывает (см. рис.2), что в скв. Чорской II5 они залегают непосредственно на фундаменте. и объем чорской свиты в стратотипе, как уже отмечалось выше, следует увеличить снизу, как это сделал Н.В.Мельников (1982). Далее к Братской площади объем боханского горизонта, по единодушному мнению исследователей, резко сокращается за счет постепенного выклинивания его большей нижней части. В этом же интервале отложения чорской свиты претерпевают существенные фациальные изменения, весьма сходные с теми, что происходит от скв. Шамановской I0 к югу, к скв. Морозовской II6. Постепенно к северу от скв. Шамановской I0 под кварцевыми песчаниками парфеновского горизонта, вместо вскрытых здесь алевролитов и аргиллитов появляются грубые полевошпатово-кварцевые косослоистые песчаники хужирского облика. Мощность этих песчаников последовательно растет от Подволочной к Чорской, Южной и Братской скважинам, при одновременном пропорциональном сокращении мощности подстилающих их алевролитов (см. рис.2). Эти песчаники разделяются прослоями алевролитов, а в ряде разрезов (например, в скв. Южной I27, в интервале 3225-3200 м) находятся с ними в тонком переслаивании. Все эти данные свидетельствуют о фациальном характере замещения алевролитов песчаниками. Такой же характер фациальных изменений был описан выше при переходе от скв.Шамановской I0 к Морозовской II6 и далее к разрезам Иркутского Присяянья. Значительно меняется на этом отрезке и строение аналогов шаманской (мотской) или космической свиты. От скв. Космической I к Морозовской II6 и Чорской II5 происходит их дальнейшее резкое сокращение, что характерно и для их стратиграфического аналога - куртунской свиты Прибайкалья. Корреляция этих отложений оказывается возможной благодаря четкому нижнему реперу - основанию кварцевых песчаников парфеновского горизонта и верхнему реперу - основанию верхних кварцевых песчаников, контролируемых в кровле электрокаротажным репером m_2 (см. рис.2).

Между ними развиты алевролиты и глинистые доломиты. Далее, к скв. Южной I27 и Братской I8 верхний репер сохраняется, а нижние кварцевые песчаники парфеновского горизонта замещаются алевролитами и алевролитистыми доломитами (см. рис.2), под которыми, как и в скв.Чорской II5, развиты грубозернистые косослоистые полевошпатово-кварцевые песчаники. Кровля этих песчаников используется здесь нами в качестве местного маркирующего горизонта.

Ряд исследователей иначе трактуют объем парфеновского горизонта в скв. Чорской II5 и ряде других скважин, включая в него всю пачку грубых косослоистых песчаников (Мельников, 1982 и др.), которые, как мы показали выше, являются фациальным аналогом подпарфеновских алевролитов. В принятой нами трактовке положение основания парфеновского горизонта в скв. Шамановской I0 и Литвинцевской I4 полностью соответствуют варианту, предложенному ранее Л.Ф.Тыщенко (1980). Вместе с тем, мы резко расходимся с мнением последнего о положении в скв. Литвинцевской I4 боханского горизонта, основание которого проводится им здесь на глубине 3475 м (Тыщенко, 1980). Попаечное сравнение с разрезом Братской скв.I8 показывает (см. рис.2), что на этот уровень выходит основание пачки грубых косослоистых подпарфеновских песчаников (глубина 3310 м в скв. Братской I8), а вся пачка песчаников замещается в этом направлении алевролитами и аргиллитами, содержащими прослой светлого-серых кварцевых песчаников (Шенфильд и др., 1986). Боханский же горизонт и то, по-видимому, как и в Братской скважине, только своими верхами прослеживается в основание осадочного чехла, вскрытого в скв. Литвинцевской I4. Аналогичных представлений на корреляцию здесь боханского горизонта, как показали рабочие коллоквиумы и совещания в Новосибирске в 1984 и 1985 гг. и Иркутске в 1986 г., придерживается большинство исследователей (Мельников, 1982 и др.). Далее к северо-востоку в Приленскую зону боханский горизонт прослеживается (см. рис.2) в основание непской свиты (Мельников, 1982 и др.), а основание грубых песчаников — на основание марковского горизонта (Пашкова, 1985). Выведение боханского горизонта Бельско-Жигаловской зоны (рис.3) на парфеновский горизонт в Марковские скважины (Тыщенко, 1980) производится, с нашей точки зрения, ошибочно за счет двух "перескоков" на более высокий стратиграфический уровень между Братской и Литвинцевской, и далее Усть-Кутской 5 и Марковской 23

песчаников основания Иркутской свиты, развитых на Братской, Южной и Чорской площадях под репером m_2 . Эти песчаники, часто имеющие доломитовый цемент, еще четко выделяются в скв. Литвинцевской I4 (глубина 3352–3348 м) и Усть-Кутской 5 (глубина 2694–2688 м), но в скв. Марковской 23 интервал их ожидаемого развития не представлен керном. Песчаники на этом уровне вскрыты в скв. Марковской 44 (глубина 2545 м) и являются вероятными аналогами верхнетирского горизонта.

Сравнение разрезов и данных каротажа скважин Омолойской 8 и Марковской 23 показывает, что в последней электрокаротажный репер m_2 занимает несколько более высокое стратиграфическое положение (см. рис.2). Этот вывод подтверждается корреляцией разреза скважин Марковской 23 с Ванаварской 2 и последней с Литвинцевской I4 (Шенфиль и др., 1984б; Пашкова, 1985; Шенфиль и др., 1986). При этом основание репера m_2 прослеживается из скв. Литвинцевской I4 (глубина 3340 м) внутрь оскобинской свиты (глубина 2580 м), а кварцевые песчаники основания аналогов иркутской свиты (глубина 3352 в скв. Литвинцевской I4) выводятся на характерные кварцевые песчаники с карбонатным цементом, вскрытые в скв. Ванаварской 2 на глубине 2595 м (Шенфиль и др., 1986), соответствующие, очевидно, верхнетирскому горизонту. С уровня этих песчаников по данным силикатных и спектральных анализов глинистых минералов по Е.П.Акульшиной (устное сообщение) в разрезах Катангской седловины и Ангаро-Ленской ступени начинается новый геохимический цикл.

Все эти данные свидетельствуют в пользу того, что с этих песчаников и здесь, как и в пределах Ангаро-Ленской ступени и в обрамлении, следует начинать новое стратиграфическое подразделение. Оно включит в себя верхнюю половину оскобинской и тирской свит. Судя по наличию в Ичерской скв. I89 аналогичных песчаников с карбонатным цементом выше солей торсальской пачки на глубине 2090–2085 м, это подразделение до подошвы катангской или даниловской свит вверху, должно соответствовать аянской пачке (или свите) Верхне-Вилочанской площади (см. рис.3).

Соотношения прослеженных подразделений между собой трактуются различными исследователями неоднозначно (Тыщенко, 1980; Воробьев, 1982; Мельников, 1982 и др.). Представленные материалы свидетельствуют о том, что перерыв в основании чорской свиты и

ее аналогов – хужирской и ушаковской очевиден, так как под ними срезаются отложения верхней части байкальского комплекса.

Выше, в основании шаманской, космической, тирской свит прямые геологические данные о наличии перерывов и размывов отсутствуют. В то же время севернее, в основании иктэхской свиты, подошва которой соответствует подошве тирской, перерыв и размыв признается единодушно всеми исследователями (Авдеева и др., 1978; Воробьев, 1982; Жерновский и др., 1985). По корреляции с разрезами Анабарского массива основание иктэхской свиты выводится на основание старореченской (Жерновский и др., 1985) и предположительно является наиболее вероятным аналогом основания сарданинской свиты Юдомо–Майского прогиба (Хоментовский, 1984) – верхнего подразделения юдомия (см. рис.3), перерыв в основании которого обоснован однозначно (Мезенцев и др., 1978; Хоментовский, 1984 и др.). Песчаники основания иркутской свиты и их аналоги повсеместно залегают на подстилающих отложениях с видимым согласием. Вместе с тем очень резкое сокращение подстилающих отложений космической свиты от скв. Иркутской I к Шамановской IO (см. рис.1, 2) указывает на то, что в области Непско–Ботуобинского палеосвода размывы на этом рубеже вполне возможны. Ряд исследователей, по данным ГИС, указывают на наличие несогласия в основании даниловской (катангской) свиты (Воробьев, 1982; Мельников, 1982 и др.), но убедительные прямые геологические данные на этот счет пока отсутствуют.

Вопрос о возрасте охарактеризованных выше отложений обсуждался в литературе неоднократно (Опорные разрезы ..., 1972; Акульчева, Файзулина, 1976; Волкова и др., 1980; Хоментовский, 1984; Фролов, Белозерова, 1985 и др.) и вновь рассмотрен нами в недавней публикации (Хоментовский и др., 1986). К сожалению, прямые данные по определениям абсолютного возраста, а также фауны и флоры крайне ограничены, а данные по микрофоссилиям весьма противоречивы.

По определению абсолютного возраста К-Аг методом по глаукониту известна старая цифра из отложений аянканской свиты по р.Правой Ушаковке 609 (в международных константах – 575 млн лет Полевая, Казаков, 1961), свидетельствующая о вендском возрасте вмещающих пород. На этом же уровне в Прибайкалье определены разнообразные вендские (юдомские) фитоолиты (Опорные разрезы ...,

1972 и др.). Из отложений куртунской свиты известны определения вендских бесскелетных Metazoa и вендотений (Соколов, 1975 и др.).

Во внутренних районах из верхней части даниловской свиты, выделяемой в усть-кутский продуктивный горизонт, на Марковской площади известны находки *Ranalcis polymorphus* (Masl.), *Ranalcis gelatinosus* Kor. (Козлова и др., 1969 и др.), указывающие на принадлежность этой части разреза к немакит-далдынскому горизонту. Последний одним исследователями включается в кембрий (Журавлева, 1975 и др.), другими, в том числе и нами, в венд (Опорные разрезы ..., 1972; Хоментовский, 1976, 1984 и др.). Окончательное решение этого вопроса зависит от принципиального определения положения границы кембрия и докембрия, что находится в компетенции специальной международной комиссии.

Естественно, что более низкие части разреза даниловской свиты, а также тирская и непская свита, в связи с тем, что они подстилают отложения немакит-далдынского горизонта, должны датироваться не моложе венда, что подтверждается и наличием приведенных выше вендских палеонтологических остатков в их аналогах в Прибайкалье.

Вместе с тем в схемах, принятых МСК для внутренних районов платформы (Решения ..., 1983), отложения от подошвы верхненепской подсвиты до кровли даниловской датируются как венд и (или) кембрий. Это связано с находками в этих отложениях микрофоссилий *Baltisphaeridium strigosum* Jank., *B. ciliosum* Volk., *B. primarium* Jank. (Волкова и др., 1980; Решения ..., 1986 и др.), которые на Восточно-Европейской платформе характерны для довольно высоких горизонтов нижнего кембрия. Возникшее противоречие подробно рассмотрено нами в специальной публикации (Хоментовский и др., 1986), и здесь нет необходимости повторять всю аргументацию. Очевидно, названные формы в Сибири обнаружены на более низком стратиграфическом уровне. Вообще проблема расчленения и датировки отложений в Сибири по микрофоссилиям потребует еще долгих усилий для выявления реального диапазона распространения отдельных форм и определения границ комплексов. Ведь до недавнего времени *Microhystridium* sp., *Granomarginata* sp. — элементы III комплекса микрофоссилий (кембрийского, по ряду авторов) отмечались даже в олхинской свите с глубины 2138 м (Волкова и др., 1980), т.е. из

аналогов улунтуйской свиты, рифейский возраст которой не вызывает сомнений. Более обильные списки форм III комплекса известны и из верхов верхнерифейской качергатской свиты.

В заключение следует отметить, что в предложенном варианте расчленения и корреляции верхнедокембрийских отложений южной части Сибирской платформы принят единый принцип выделения стратиграфических подразделений во внутренних районах платформы и в ее обрамлении между четко выраженными и фиксирующими определенные рубежи в осадконакоплении литологическими маркерами. Это облегчает их сопоставление между собой. Одновременно выявляется острая необходимость более детального разбуривания и отбора керна из переходных разрезов от обрамления к внутренним районам платформы для более уверенной их корреляции между собой и выявления фациальных изменений, наиболее резких в этих переходных зонах. Эффективность такого подхода к решению стратиграфических задач убедительно продемонстрирована при рассмотрении переходов от Прибайкалья и Иркутского Присаянья к разрезу скв. Иркутской I, где оптимальная сеть глубоких и колонковых скважин позволила, наконец, решить актуальные вопросы стратиграфии этого региона, безуспешно дебатировавшиеся до этого на протяжении более чем 30 лет.

Из всего вышеизложенного следует:

1. В "Региональную стратиграфическую схему верхнепротерозойских отложений южной (Байкало-Патомской) части Сибирской платформы" (Решения ..., 1983) необходимо внести следующие изменения:

а) опустить нижнюю границу олхинской свиты в Иркутской зоне на уровень подошвы улунтуйской, а верхи ее верхней подсвиты на уровень нижней части качергатской свиты;

б) поднять нижнюю границу шаманской свиты в Иркутской зоне на уровень подошвы куртунской свиты.

2. Региональная стратиграфическая схема верхнепротерозойских отложений внутренних районов Сибирской платформы (Решения..., 1983) нуждается в существенной переработке. Наиболее принципиальными являются следующие рекомендуемые изменения:

а) датировку интервала аянского горизонта "венд и (или) кембрий", допускающую отнесение всего этого подразделения к кембрию, заменить на "венд";

б) кровлю олхинской свиты в Ангаро-Ленском районе и коррелирующихся с ней свит в Присяжно-Енисейском районе опустить ниже подошвы непской свиты и отнести их к рифею;

в) при определении верхней границы чорской свиты исключить из нее верхний горизонт кварцевых песчаников (парфеновский в узком смысле), и его подошву коррелировать с основанием тирской свиты в Приленской зоне и основаниями шаманской и куртунской свит в Присяжье и Прибайкалье;

г) подошву чорской свиты (боханского горизонта) считать основанием венда и выводить ее на основание ушаковской и хужирской свит.

Литература

АВДЕЕВА В.И., ДРАГУНОВ О.Д., КОВТУН А.С. и др. Стратиграфия позднедокембрийских отложений Ботуобинского газоносного района. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с.76–84.

АКУЛЬЧЕВА З.А., ФАЙЗУЛИНА З.Х. О сопоставлении нижнепалеозойских отложений Приленского и Ботуобинского районов Непского свода. — Геол. и геофиз., 1976, № 7, с.10–17.

АРУТЮНОВ С.Л., ГОРОДНИЧЕВ В.И., ДРОБОТ Д.И. и др. К стратиграфии позднего докембрия Ангаро-Ленской нефтегазонасной области. — Геол. и геофиз., 1982, № 3, с.41–43.

БАБКОВА М.С. Новая свита в разрезе древних толщ Присяжья. — Труды Иркутского ун-та. Сер. геол., 1951. Т.5, вып.2, с.100–103.

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.

ВОРОБЬЕВ В.Н. Стратиграфические несогласия в южных и центральных районах Сибирской платформы. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазонасности Лено-Тунгусской провинции. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1982, с.4–8.

ВОРОБЬЕВ В.Н., АЛЕКСАНДРОВ В.В., АРУТЮНОВ С.Л. Доусольские нефтегазонасные отложения Непско-Ботуобинской антеклизы. — Геол. и геофиз., 1982, № 2, с.3–9.

ВОРОНЦОВА Г.А., ДОЛЫНИК Т.А., СУХАНОВА Н.В., ТОМИН Н.И. Юдомский комплекс Саяно-Байкальской складчатой области. — В кн.:

Аналоги вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с.169-179.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ строение и перспективы нефтегазоносности Ангара-Ленской зоны складок / Притула Ю.А., Нечаева З.К., Фролов Б.М. и др. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 147 с.

ЖАРКОВ М.А., СОВЕТОВ Ю.К. Иркутский горизонт, его объем и стратиграфическое положение. - В кн.: Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1969, с.34-53.

ЖЕРНОВСКИЙ В.П., КОЛОТУЩЕНКО Л.Д., СИТНИКОВ В.С. и др. Новые данные о разрезе верхнего докембрия юго-западной части Предпатомского краевого прогиба. - В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985, с.36-43.

ЖУРАВЛЕВА И.Т. Сравнительная палеонтологическая характеристика немакит-далдынского горизонта и его возможных аналогов на территории Сибирской платформы. - В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с.62-100.

КОЗЛОВА Е.И., ТИТОРЕНКО Т.Н., ФАЙЗУЛИНА З.Х. Краткая палеонтологическая характеристика нижнекембрийских отложений северной части Иркутского амфитеатра. - В кн.: Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири. М.: Недра, 1969, с.104-108.

КОНДРАТЬЕВА З.А. Итоги опорного бурения в Иркутском амфитеатре и Западном Забайкалье. - В кн.: Геологический сборник, № 5. Л.: Гостоптехиздат, 1960, с.5-71.

КОНЕВА Л.П. Строение мотской серии юга Ангара-Ленской ступени. - В кн.: Региональная стратиграфия нефтегазоносных провинций Сибири. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1985, с.28-33.

МАЦ В.Д. Протерозойские образования Западного Прибайкалья. - В кн.: Геология СССР, т.ХVII, ч.1. М.: Гостеолтехиздат, 1962, с.79-101.

МЕЗЕНЦЕВ А.В., НЕСЕНЕНКО А.П., СУХОРУКОВ В.И., ЯН-ЖИН-ШИН В.А. Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кылахахского поднятия. - Геол. и геофиз., 1978, № 3, с.19-28.

МЕЛЬНИКОВ Н.В. Корреляция подсолевых нефтегазоносных отложений юга Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., 1982, № 3, с.29-41.

МОРДОВСКИЙ В.Т. О границе кембрий-докембрий краевых зон Ир-

кутского амфитеатра. — В кн.: Тр. Межвед. совещ. по разработке униф. стратигр. схем Сибири, 1956. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 117–128.

ОПОРНЫЕ разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы / Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Яковлев М.С., Бутаков Е.П. М.: Наука, 1972. 356 с.

ПАШКОВА Л.Б. К вопросу о корреляции разрезов скважин юга Непско-Ботуобинской антеклизы по геофизическим данным. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985, с.28–36.

ПЕРМЯКОВ С.А. Материалы к корреляции разрезов верхнедокембрийских отложений зоны сочленения Прибайкалья и Присаянья. — В кн.: Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.17–24.

ПИСАРЧИК Л.К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленостью. Л.: Гостехиздат, 1963. 347 с.

ПИТКОВСКАЯ Ц.Н. Литолого-фациальные особенности рифейских и нижнекембрийских отложений юга Иркутского амфитеатра. — В кн.: Геология и нефтегазоносность юга Сибирской платформы. Л.: Недра, 1966, с.5–35.

ПОЛЕВАЯ Н.И., КАЗАКОВ Г.А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Ar^{40}/K^{40} в глауконитах. — В кн.: Вопросы геохронологии и геологии. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1961, с.103–123.

РЕШЕНИЯ Всесоюзного коллоквиума по растительным микрофоссилиям (акритархам) внутренних (нефтегазоносных) районов Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1986, № 3, с.116–117.

РЕШЕНИЯ Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, 1983. 216 с.

СОВЕТОВ Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 295 с.

СОКОЛОВ Б.С. О палеонтологических находках в доуольских отложениях Иркутского амфитеатра. — В кн.: Аналогии вендского комплекса в Сибири. М.: Наука, 1975, с.112–117.

СУЛИМОВ И.Н. О позднем докембрии Олхинского Присаянья. Геол. и геофиз., 1964, № 8, с.130–133.

ТЕТЯЕВ М.М. К геологии Западного Прибайкалья. Пг., 1916. 55 с. (Материалы по общей и прикладной геологии, вып.2).

ТЫЩЕНКО Л.Ф. Региональные корреляции отложений мотской свиты в Иркутском амфитеатре. — В кн.: Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980, с.149–158.

ТЫЩЕНКО Л.Ф., ФАЙЗУЛИНА З.Х. Новые данные по стратиграфии пограничных отложений кембрия–докембрия Иркутского амфитеатра. — Сов. геол., 1982, № 6, с.52–63.

ФРЕДЕРИКС Г.Н. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Иркутской губернии летом 1914 г. — Изв. Геол. комитета, 1915, т. XXXIV, № 9, с.1043–1056.

ФРОЛОВ Б.М., БЕЛОЗЕРОВА Н.Н. Объем и корреляция отложений юдомского комплекса центральных районов Сибирской платформы. — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1985, с.38–50.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В. Венд. — В кн.: Фанерозой Сибири. Т. I. Новосибирск: Наука, 1984, с.5–35.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В. Венд Сибирской платформы. — В кн.: Вендская система, т.2. М.: Наука, 1985, с.83–161.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В., ШЕНФИЛЬ В.Ю., ЯКИШИН М.С. Рифей Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1985, № 7, с.25–33.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В., ШЕНФИЛЬ В.Ю., ПЯТИЛЕТОВ В.Г. К вопросу об использовании венд–кембрийских комплексов микрофоссилий в Сибири для корреляции и датировки. — Геол. и геофиз., 1986, № 4, с.130–132.

ЦАХНОВСКИЙ М.А. Сопоставление стратиграфических разрезов древнепалеозойских толщ южного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1959, с.187–249.

ШАМЕС П.И. К вопросу о стратиграфии вендских отложений Присаянья. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1967, с.372–375.

ШЕНФИЛЬ В.Ю., АРУТЮНОВ С.Л., ДОЛБНИК Т.А. и др. Корреляция верхнедокембрийских отложений Прибайкалья и Иркутского Присаянья. — В кн.: Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984а, с.3–17.

ШЕНФИЛЬ В.Ю., ДОЛЬНИК Т.А., СУХАНОВА Н.В. К вопросу о корреляции верхнедокембрийских отложений зоны сочленения Прибайкалья и Присянья. — В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы верхнего докембрия Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с.93—113.

ШЕНФИЛЬ В.Ю., ПЯТИЛЕТОВ В.Г., ПАШКОВА Л.Б. Корреляция доусольских отложений Собинской и Литвинцевской площадей и перспективы нефтегазоносности сопредельных районов Красноярского края и Иркутской области. — В кн.: Нефтегазоносные комплексы перспективных земель Красноярского края. Красноярск, 1984б, с.63—64.

ШЕНФИЛЬ В.Ю., ПЯТИЛЕТОВ В.Г., ПАШКОВА Л.Б. О перспективах нефтегазопойсковых работ на юго-западном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы. — Геология нефти и газа, 1986, № 3, с.21—26.

С.С.Брагин, Р.А.Комиссарова

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ РАЗРЕЗ КАРАГАССКОЙ СЕРИИ
ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ПО р.БИРЮСЕ (Присянье)

Получение палеомагнитной характеристики для стратиграфии докембрийских толщ имеет большое значение, так как позволяет привлекать независимую информацию по намагниченности пород к решению стратиграфических вопросов. Однако применение этого метода сталкивается в условиях работы с докембрийскими образованиями с двойной трудностью. Первый круг проблем касается первичности остаточной намагниченности и является традиционным для всех палеомагнитных исследований. Второй же состоит в том, что сама стратиграфическая основа докембрийских толщ во многих регионах явля-

ется недостаточно разработанной и не имеет палеонтологического контроля необходимой в настоящее время детальности. Это в полной мере относится и к верхнему докембрию Бирюсинского Присяянья (Хоментовский, 1984). В этой связи, по-видимому, целесообразно проведение комплексных стратиграфо-палеомагнитных исследований, при которых взаимно контролировались бы геологические и палеомагнитные данные.

Опыт такой работы и является настоящая статья, материал для которой получен в процессе полевых работ в бассейне р. Бирюсы за период 1980–1983 гг. Обнажения, из которых отбирались ориентированные штUFFы для палеомагнитных измерений, уязывались между собой по конкретным маркирующим элементам с привлечением данных по тем участкам, где такое опробование не проводилось из-за плохой обнаженности. Это позволило уверенно оценить величину пропусков в палеомагнитных наблюдениях и получить независимую от палеомагнитных данных стратиграфическую основу.

В наиболее приемлемой для нас форме большинство изученных разрезов описаны ранее В.В. Хоментовским и М.С. Якимовым (Дубин и др., 1969; Опорные разрезы ..., 1972). Нами в основном подтверждается последовательность толщ, указываемая этими исследователями, однако, в ряде вопросов отнесения той или иной толщи к определенному подразделению и расчленения получены несколько отличающиеся результаты (Брагин, 1984). В первой части статьи дается описание разрезов и их корреляция, во второй – их палеомагнитная характеристика.

I. Составление разреза

Карагасская серия разделена в настоящее время на три свиты снизу вверх: шангулежскую, тагульскую и ипситскую (Решения ..., 1983).

Шангулежская свита

Долина р. Бирюсы является стратотипической местностью для шангулежской свиты. Лучшие разрезы ее вскрываются по обоим берегам р. Бол. Бирюсы, в 3 км выше ее слияния с Мал. Бирюсой, по пра-

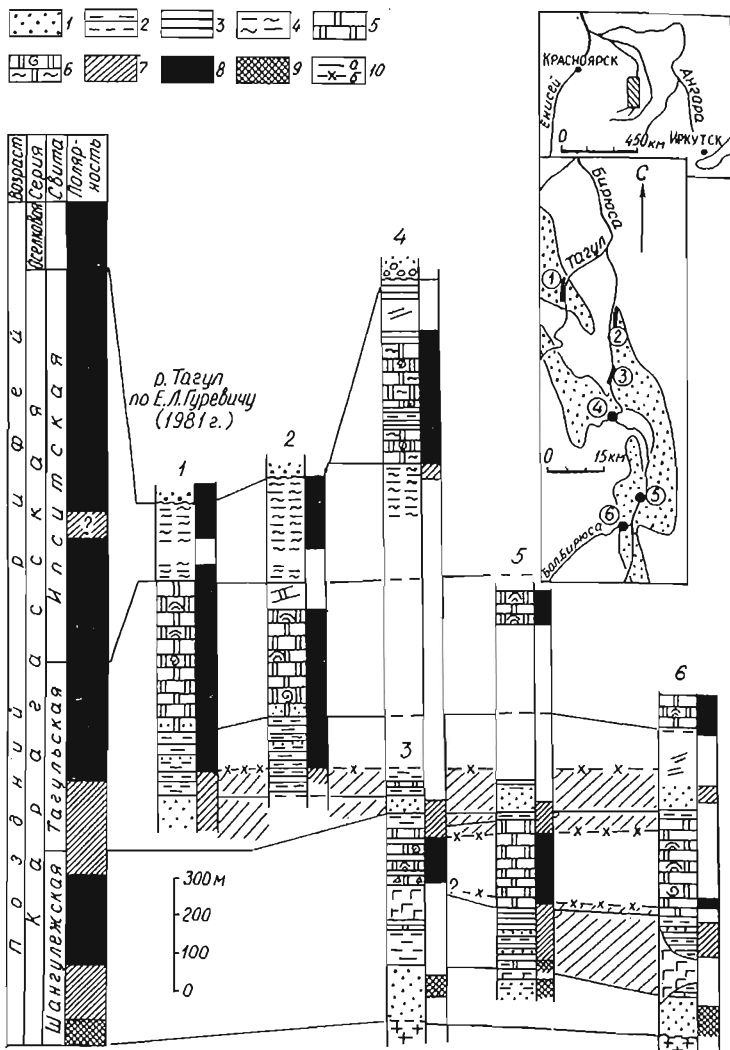


Рис.1. Район работ и схема корреляции разрезов карагасской серии по р.Бирюсе.

1 - на колонках - песчаники, на схеме - выходы пород карагасской серии; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты; 4 - кремнистые алевролиты, аргиллиты и тонкозернистые песчаники; 5 - доломиты; 6 - доломиты фитолиновые и кремнистые; 7-9 - намагниченность: 7 - прямая, 8 - обратная, 9 - знакопеременная; 10 - линии корреляции: а - литологической, б - палеомагнитной.

вому и левому берегам р.Бирюсы в районе устьев р.Белая и руч.Боган и на Большом плесе р.Бирюсы.

По левому и правому берегам р.Бол.Бирюсы, в 3 км выше ее слияния с Мал.Бирюсой обнажается разрез шантулежской свиты, ранее неоднократно описанный (Дубин и др., 1969; Опорные разрезы.., 1972; Галимова, Якшин, 1982). Здесь он приводится в несколько обобщенном виде (рис.1, разрез 6). В разрезе левого берега видно, как на саянских гранитах с дресвяником в основании залегают:

Мощность, м

1. Песчаники кварц-полевошпатовые, серовато-розовые, крупнозернистые, массивно и толстоплитчатые, косослоистые . 80-90
2. Песчаники и сланцы серые, тонкоплитчатые, известковистые.

Видимая мощность 5

Стратиграфически выше залегает пологосекущее тело габродиабазов нерсинского комплекса мощностью около 100 м. Однако уничтоженный интервал разреза можно частично восстановить по правому берегу р.Бол.Бирюсы, где обнажается:

3. Переслаивание песчаников и аргиллитов. Песчаники массивные светло-розовые крупно-среднезернистые на доломитовом цементе. Аргиллиты вишневые тонкополосчатые, иногда также доломитистые. Слои песчаника до 1,5 м, аргиллитов до 1 м. Видимая мощность 70

Более высокая часть разреза обнажается вновь по левому берегу выше габродиабазов.

4. Доломиты, редко известняки, с прослоями аргиллитов. В нижней части - ритмичное переслаивание серых фитолитовых доломитов (до 1 м) с серо-зелеными аргиллитами (до 0,2 м) около 50 м. Выше доломиты серые и розовые иногда фитолитовые с прослоями красноцветных алевролитов и аргиллитов. Около ... 270

Из нижней половины этой пачки определены микрофитолиты: *Osaigia columbata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *O. tenuilamellata* Reitl., *O. decimana* Yaksch., *O. lamellata* Korol., *Vesicularites compositus* Z.Zhur. каланчевского комплекса (Галимова, Якшин, 1982), характерного для отложений, относимых в настоящее время к верхнему рифею (Решения ..., 1983). Выше залегают кварц-полевошпатовые песчаники основания тагульской свиты.

Хорошо обнажен разрез шантулежской свиты в районе устья р.

Белой (правый приток р.Бирюсы, см. рис. I, разрез 5). Против устья этой реки в левом берегу р.Бирюсы вскрывается верхняя часть песчаников пачки основания и перекрывающие ее габбро-диабазы. Верхняя граница габброидов обнажена по правому берегу р.Бирюсы, в 1 км выше устья р.Белой, где над ними залегает с падением на юг под углом 15–20°:

Мощность, м

1. Переслаивание светлых песчаников крупнозернистых на доломитовом цементе и аргиллитов вишневого массивных. Вверх число последних резко увеличивается 110
2. Плохо обнаженный интервал. Сложенный, судя по делювию, тонкоплитчатыми алевролитами и аргиллитами 50–60
3. Чередование слоев фитолитовых массивных доломитов (5–7 м) и терригенно-карбонатных пород алевроитовой и тонкопесчанистой размерности, преимущественно красноватых. Видимая мощность 250

По разлому эта пачка контактирует с доломитами верхов тагульской свиты.

Доломиты третьей пачки с прослоями аргиллитов и алевролитов видны в скальном обнажении против устья руч. Боган ниже по р. Бирюсе, в левом ее берегу. Здесь количество доломитов больше, чем в разрезе выше р.Белой, и вскрыт их верхний контакт. Над доломитами (видимая мощность которых здесь около 100 м) залегает слой (мощностью 15–20 м) ярко-вишневых алевролитов и аргиллитов, которые перекрываются крупнозернистыми песчаниками основания тагульской свиты, местами брекчированными. Обнаженность не позволяет четко определить природу этих брекчий; являются ли они показателем поверхности размыва или носят тектонический характер. Из доломитов приведенного разреза определены микрофитолины: *Osa-gia columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *O. tenuilamellata* Reitl., *O. uchurica* Nar., *O. lamellata* Korol., *O. nersinica* Yaksch. Причем характерная для нижнего рифея форма *Osa-gia uchurica* Nar., встречена стратиграфически выше типовых форм каланчевского комплекса (Галлимова, Яклин, 1982).

На Большом плесе р.Бирюсы в его верхней части (5–7 км выше устья р.Слюдянка) по правому берегу, контакт нижней песчаниковой пачки с гранитами устанавливается по делювию. Вверх по правому берегу р.Бирюсы по делювию и мелким коренным выходам составляется разрез (см. рис. I, разрез 3):

1. Песчаники кварц-полевошпатовые серовато-розовые, крупнозернистые, косослоистые около 130
 2. Плохо обнаженный интервал, сложенный аргиллитами и алевролитами с тонкими прослоями глинистых доломитов 60
 3. Пластовое тело таборо-диабазов 70-80
- Его верхний контакт наблюдается на левом берегу р. Бирюсы, где и надстраивается разрез.
4. Переслаивание доломитов и терригенных пород. В нижней части доломиты серые, фитолитовые массивные с маломощными прослоями (10-20 см) серо-зеленых аргиллитов. В верхней - доломиты розовые массивные, песчанистые, в равномерном чередовании с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками розовато-серыми 100-110
 5. Слой мелкозернистых песчаников и алевролитов красноватых, подобных слою 4, но практически не содержащих прослоев доломитов 40-50

Перекрываются среднезернистыми песчаниками тагульской свиты.

Как видим, разрез по литологическим пачкам однозначно коррелируется с вышеописанными, как это показано на рис. I (разрез 3). Из этого разреза определены микрофитолииты: *Ovagia columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *O. tenuilamellata* Reitl., *O. libidinosa* Z. Zhur.*, *O. uchurica* Nar.*, *O. lamellata* Korol., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur.*, *Radiosus tenebricus* Z. Zhur.*, *Glebosites magnus* Nar.*, *Asterosphaeroides kotuicanicus* Milsh. (Галимова, Якшин, 1982).

Формы, отмеченные звездочкой, характерны для нижнего рифея. Проблема их сопоставления с каланчевскими подробно уже рассматривалась (Галимова, Якшин, 1982). Здесь же только отметим, что такое изменение состава микрофитолиитов по латерали (разрез "Стрелка" - ни одной нижнерифейской формы, устье руч. Боган - одна, Большой плес - пять) обусловлено, по-видимому, изменением фаций.

Тагульская свита

В приустьевой части правого борта р.Бол.Бирюсы, ниже устья р.Черной и по левому борту долины р.Яга по коренным выходам и инситу делювию собирается следующий разрез свиты, залегающей на шангулежских отложениях (см. рис.1), разрез 6).

	Мощность, м
1. Песчаники аркозовые, крупнозернистые	около 100
2. Алевролиты и аргиллиты вишневые и кирпично-красные с прослоями доломитов. Нижняя часть преимущественно аргиллитовая, верхняя - алевролитовая	около 400

Мощность, вероятно, завышена из-за плохо обнаженных участков.

3. Доломиты массивные, часто фитолитовые, розовые и серые, в нижней части песчанистые	270
---	-----

Разрез перекрывается кремнистыми алевролитами ипситской свиты.

На р.Тагул (левый приток р.Бирюсы) в стратотипе свиты нижний контакт тектонический. Здесь, по данным В.В.Хоментовского и соавторов (Опорные разрезы ..., 1972), залегают снизу вверх (см. рис.1, разрез 1).

	Мощность, м
1. Песчаники розовые, красные, серые, аркозовые, средне-крупнозернистые. Видимая мощность	120
2. Алевролиты и аргиллиты красные и вишневые с прослоями доломитов и песчаников	140
3. Доломиты массивные в нижней части песчанистые, онколитовые	около 400

Хорошо обнаженный разрез верхов свиты вскрывается на р. Бирюсе, ниже устья р.Изан (см. рис.1, разрез 2). Фрагменты свиты обнажены и в других местах долины Бирюсы. Обычно они достаточно уверенно коррелируются по маркирующей толще фитолитовых доломитов либо по перекрывающим кремнистым алевролитам ипситской свиты.

Доломитовая верхняя часть свиты выделена в верхнетагульскую подсвиту и имеет фитолитовую характеристику. Микрофитолиты: *Osgia grandis* Z.Zhur., *O.nersinica* Yaksch., *O.sigillaria* Yaksch., *O.aculeata* Z.Zhur., *Asterosphaeroides legibilis* Z.Zhur., *A. multus* Voron., *A.usitatus* Voron., *Radiosus crustosus* Z.Zhur., *R. aculeatus* Z.Zhur., *R.modestus* Voron., *R.stirpitus* Z.Zhur.,

строматолиты: *Inseria cf. tchentscha* Dol., *Patomia ossica* Kryl.
(Решения ..., 1983).

Ипситская свита

Залегает повсеместно в изученном районе на доломитах верхнепатагульской подсвиты без видимых следов несогласия.

Нижняя часть ее представлена кремнистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками розовых и зеленоватых тонов в тонком чередовании. Наибольшая видимая мощность этой толщи в разрезе г.Красивой (см. рис. I, разрез 2) превышает 200 м. Более высокие отложения карагасской серии известны на р.Бирюсе в единственном разрезе в районе устья р.Нерсы. Здесь на кремнистых алевролитах и песчаниках залегают:

Мощность, м

1. Доломиты серые, кремнистые, фитолитовые, в средней части с прослоями вишневых аргиллитов около 350
 2. Плохо обнаженный интервал, сложенный преимущественно тонкими сланцами с прослоями кварцитовидных песчаников около 150
- Перекрывается приведенный разрез конгломератами основания оселковой серии. Более подробно он описан ранее (Брагин, 1984). В доломитах ипситской свиты определены микрофитолиты: *Ovagia grandis* Z.Zhur., *O.tolerabila* Yaksch., *O.nersinica* Yaksch., *O.crispa* Z.Zhur., *Asterosphaeroides serratus* Z.Zhur., *A.emendatus* Yaksch., *A.stellatus* Nar., *A.primus* Voron., *Radiosus ravidus* Z.Zhur., *R.crustus* Z.Zhur., *R.aculeatus* Z.Zhur., *Nubecularites uniformis* Z.Zhur., *Glebosites gentilis* Z.Zhur., *G.guttatus* Yaksch., *Vesicularites Reitl.*, характерные для ченчинского комплекса верхнего рифея (Решения ..., 1983).

Как видим, последовательность напластования и относительная корреляция отложений карагасской серии на р.Бирюсе не вызывает сомнений. Значительно менее уверенно определяется возраст этих отложений. Цифры абсолютного возраста из рвущих серию базитов нерсинского комплекса не выдерживают критического рассмотрения (Брагин, Лапин, 1982). Фитолитовая характеристика шантулежской свиты также не поддается четкой интерпретации (Галимова, Яклин, 1982), поэтому верхнерифейский возраст карагасской серии являет-

ся лишь наиболее вероятным, не противоречащим определенным историко-геологическим построениям (Решения ..., 1983).

2. Палеомагнетизм карагасской серии

Ориентированные образцы в количестве 500 штук отобраны из осадочных толщ тангулежской, тагульской и иписитской свит и из габбро-диабазов нерсинского комплекса, по возможности, равномерно по всей мощности обнажений, средний интервал отбора 0,2–5 м. Все образцы прошли временную чистку в течение месяца, в результате которой было выяснено, что часть пород имеет вязкую намагниченность, сравнимую с величиной естественной остаточной намагниченности, у большинства же пород I_{rv} изменяется от 0,1 I_n до 0,5 I_n ; присутствует группа пород с I_n очень стабильными во времени, у которых $I_{rv} = (0,01–0,03) I_n$. При построении стереограмм и расчете проведена отбраковка образцов, имеющих $I_{rv} > 0,3 I_n$.

Значения естественной остаточной намагниченности осадков лежат в пределах $I_n = (0,2–12,5) \cdot 10^{-3}$ А/м, в среднем составляя около $2 \cdot 10^{-3}$ А/м, часть образцов, главным образом красноцветные алевролиты и аргиллиты, имеют повышенные значения $I_n = (20–100) \cdot 10^{-3}$ А/м. Габбро-диабазы сильномагнитны, величины их лежат в пределах от $I_n = (82–810) \cdot 10^{-3}$ А/м до $I_n = (4100–5500) \cdot 10^{-3}$ А/м.

Для оценки палеомагнитной стабильности полевым методом в 10-метровом слое брекчии, залегающем выше тела габбро-диабазы, были отобраны гальки красноцветных алевролитов (см. рис. 1, разрез 3). Гальки имеют величины I_n от $2,4 \cdot 10^{-3}$ до $21,0 \cdot 10^{-3}$ А/м, близкие к средним значениям I_n осадков нормального разреза. Как показали расчеты, в образцах из одной гальки разброс векторов мал, сравним с внутрипластовым ($k = 30–100$), но между отдельными гальками наблюдаются сильные различия в направлениях I_n : разброс во всех октантах, а кучность I_n в современной системе координат составляет $k = 1,5$. Таким образом, методом галек установлена палеомагнитная стабильность осадков и показано, что процесс намагничивания синхронен осадконакоплению, т.е. невязкая

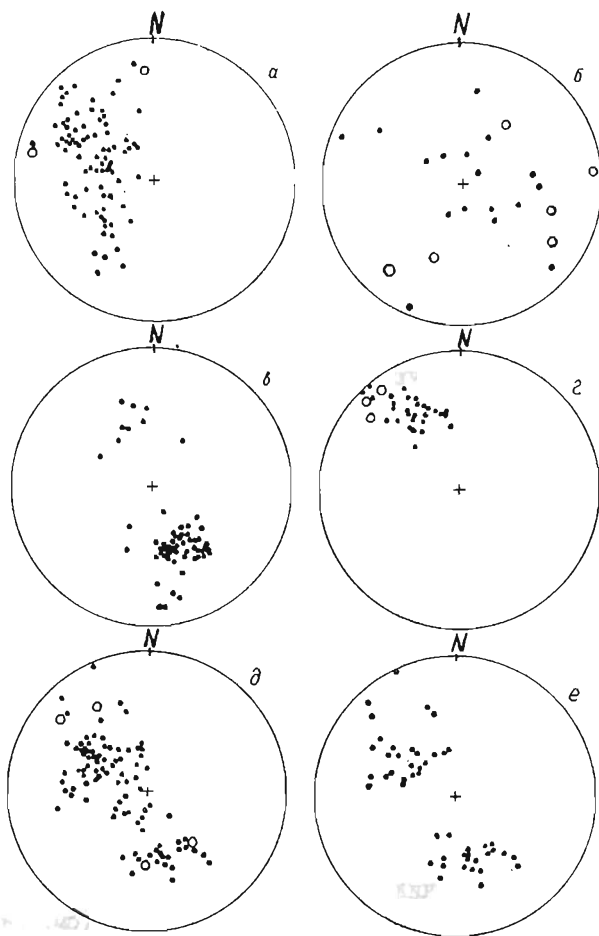


Рис.2. Стереограммы распределения векторов
а-г - разрез по Бол.Бирюсе (6): а - тагуль-
ская свита, б - песчаники основания шангу-
лежской свиты, в - верхняя часть шангулеж-
ской свиты, г - габбро-диабазы; д-е - разрез
в устье р.Белой (5): д - первичные, е - по-
сле отбраковки (шангулежская свита). Номера в
скобках соответствуют номерам разрезов на
рис.1.

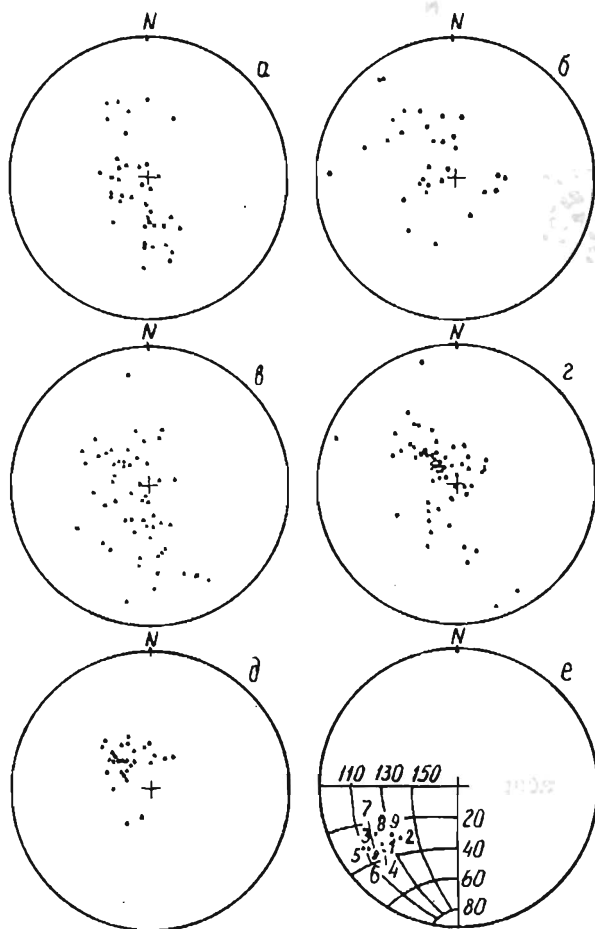


Рис.3. Стереогаммы распределения векторов. а - против руч.Боган (5) (верхи шангулежской - низы тагульской свит), б - устье Нерсы (4), ипситская свита; в - Большой плес Бирюсы (3); г-д - ниже устья р.Изан (2): г - средняя часть, д - верхняя часть тагульской свиты; е - палеомагнитные полюса по табл.І

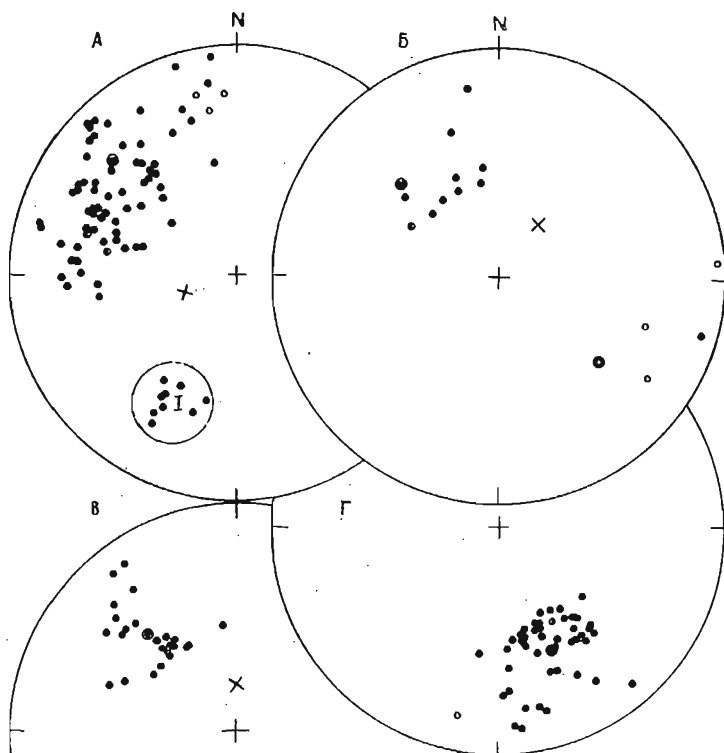


Рис. 4. Распределение векторов пород карагасской серии.

А - тагульская свита; Б - шангулежская свита, рифейская (?); В - габор-диабазы нерсинского комплекса; Г - шангулежская свита, позднепалеозойская (?)

компонента I_n - первична (в каждом пласте возникла до образования следующего). Однако этот тезис может быть ослаблен, если принять другую точку зрения на природу брекчирования, связав ее с внедрением тел габоридов нерсинского комплекса (Брагин, Лапин, 1982). Но и в этом случае большая часть намагнитченности пород должна быть сформирована в карагасское время, так как они нигде не прорывают отложения вышележащей оселковой серии (Брагин, Лапин, 1982).

Направления векторов естественной остаточной намагниченности изученных пород приведены на стереограммах (рис.2-4). Для того, чтобы была возможность оценить качество материала, он представлен двояко: на стереограммах рис.2 и 3 и в табл. I показаны направления естественной остаточной намагниченности по конкретным разрезам или даже их пачкам. Расчет полюсов здесь производился методом обращения только для разрезов, включающих как прямо, так и обратномагнитические породы. Предполагалось, что средние прямые и обратные вектора равномерно "стянуты" более поздним полем и поэтому различаются менее чем на 180° . Гипотезы относительно природы или возраста поля перемagnetизирования не выдвигалось. Как видно из табл. I и рис.3, е, сходимость полюсов "по разрезам" удовлетворительная. На рис.4 и в табл.2 приводятся материалы, сведенные "по свитам" (шангулежской и тагульской) и подвергнутые разбраковке на основе h и t -чисток. При их интерпретации учитывалась гипотеза о возможном позднепалеозойском перемagnetизировании пород (Палеомagnetизм палеозоя, 1974; Палеомagnetитология, 1982). Осадки шангулежской свиты имеют как прямую, так и обратную намагниченности, среди отобранных образцов габбро-диабазов встречены только обратномагнитические. В тагульской свите преобладают породы с обратной намагниченностью, осадки ишкитской свиты практически намагнитены только обратно, небольшая по мощности пачка прямомагнитических пород встречена только в одном разрезе (см. рис. I, разрез 4), в остальных - породы этого интервала размыты.

Отдельные образцы коллекции прошли чистку переменным магнитным полем и температурой. Чистка переменным полем осадков карагасской серии (рис.5, А) показала их большую стабильность, величины I_n после чистки переменным полем амплитудой $h = 48 \cdot 10^3$ А/м (в нашем случае это максимальная амплитуда) не изменяются или уменьшаются только на 30 %. Направление вектора изменяется незначительно, но наибольшей стабильностью обладают породы с прямой намагниченностью (см. рис.5, А, № 96, 195). Величины I_n габбро-диабазов при h - чистке изменяются довольно быстро, после воздействия поля максимальной амплитуды остается 10-50 % исходной I_n , направления I_n изменяется мало (см. рис.5, Б). Образцы, имеющие направление современного поля (№ 174), в результате h - чистки не выявляют компоненту древней намагниченности.

Таблица I

Палеомагнитные данные для пород карагасской серии
(координаты места отбора: $\varphi = 54,5^\circ$, $\lambda = 98^\circ$)

Свита	Разрез и номер полюса на рис.3,е	Направление I_n^a						Координаты полюса		Метод определения I_n^a
		D°	J°	N	k	α_{95}°	поляр- ность	Φ°	Λ°	
V_{sn}	"Стрелка"	I57	43	48	24	4	N	-33	I26	t_{600}, r
	I	337	43	10	39	7	R			
V_{sn}	Выше р.Белой	I65	46	22	23	6	N	-29	I38	$t_{100,600}, r$
	2	307	46	21	12	9	R			
$V_{sn}-$ -tg	Против руч.Боган	I71	49	13	40	6	N	-33	II2	r
	3	333	44	5	57	8	R			
$V_{sn}-$ -tg	Большой плес	I70	44	22	18	7	N	-36	I24	t_{600}, r
	4	325	55	15	14	10	R			
tg	Черная речка	218	42	25	34	5	N	-31	II0	t_{600}, r
	5	308	32	65	14	5	R			
tg	Ниже р.Изан	I89	51	14	5	16	N	-37	II3	τ_{30}, r
	6	323	59	53	12	6	R			
tg(iz)	р.Тагуд	I65	-5	41	15	5	NR	-36	II6	Гуревич, 1981 τ_{30}, t_{500}, r
	7									
ip	Устье р.Нерси	209	76	11	8	15	N	-26	I22	r
	8	321	50	17	10	11	R			

Таблица 2

№ п/п	Объект изучения	Направление I_n^a					Палеомагнитный полюс				Метод определения	Примечание
		D°	J°	полярность и число образцов		k	α_{95}°	Φ°	Λ°	θ_1/θ_2°		
				N	R							
1.	Красноцветные доломиты и песчаники тагульской свиты	306	27	-	69	10	5	-31	165	6/3	$\tau_{30}, h_{48}, t_{600}$	
2.	Красноцветные песчаники, доломиты серые и красные шангулежской свиты	136	-37	4	10	8	14	-42	160	16/10	$\tau_{30}, r_{h_{48}}, t_{600}$	Поздне-рифейская I_n
3.	Красноцветные песчаники и доломиты шангулежской свиты	157	38	53	-	17	5	-12	120	5/3	$\tau_{30}, h_{48}, t_{600}$	Поздне-палеозойская I_n
4.	Пластовая интрузия габбро-диабазы	318	38	-	25	27	5	-44	158	6/3	$\tau_{30}, h_{48}, t_{500}$	

Примечание к таблицам. λ, φ - долгота и широта; D, J - склонение и наклонение вектора I_n ; N, R - прямая и обратная полярности; k - кучность векторов; α_{95}° - погрешность в определении среднего направления I_n ; Φ, Λ - широта и долгота палеополюса; θ_1 и θ_2 - погрешность в определении его координат; τ_{30} - временная чистка; r - обращение; h_{48} - чистка переменным полем $48 \cdot 10^3$ А/м; t_{600} - чистка температурой 600°C .

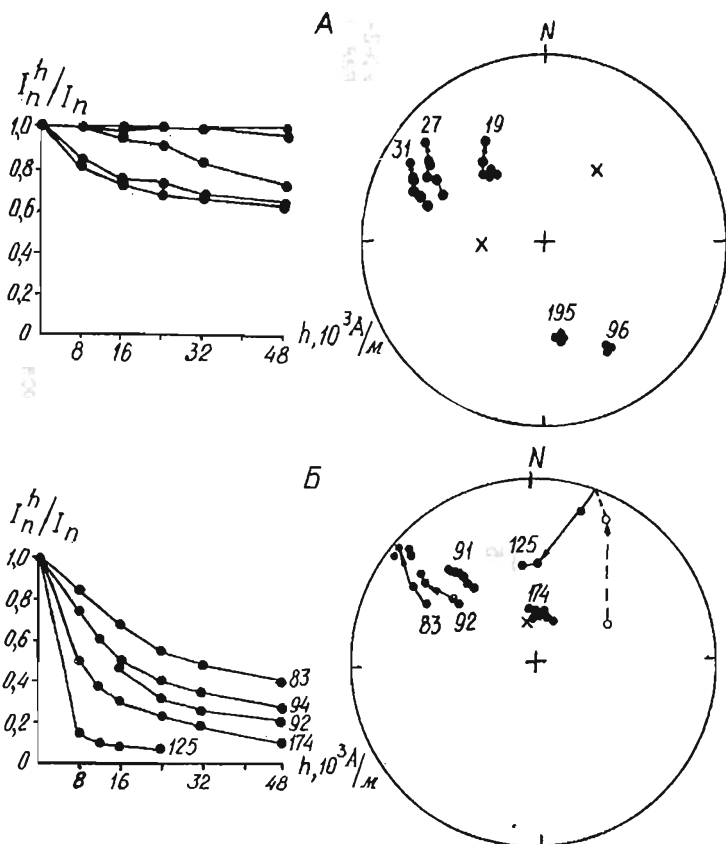


Рис.5. Результаты чистки переменным полем.

А — осадочные породы карагасской серии; Б — габбро-диабазы.

Часть образцов, имеющая направление I_n в первой четверти с отрицательным наклоном (№ 125, рис.5,Б), поддается h — чистке, в процессе ее I_n отходит в сторону древних направлений от предполагаемого направления перемagnetизирования в триасе (Палеомагнетизм палеозоя, 1974; Палеомагнитология, 1982).

Результаты температурной чистки приведены на рис.6; для осадочных пород — на рис.6,А, для габбро-диабазов — на рис.6, Б.

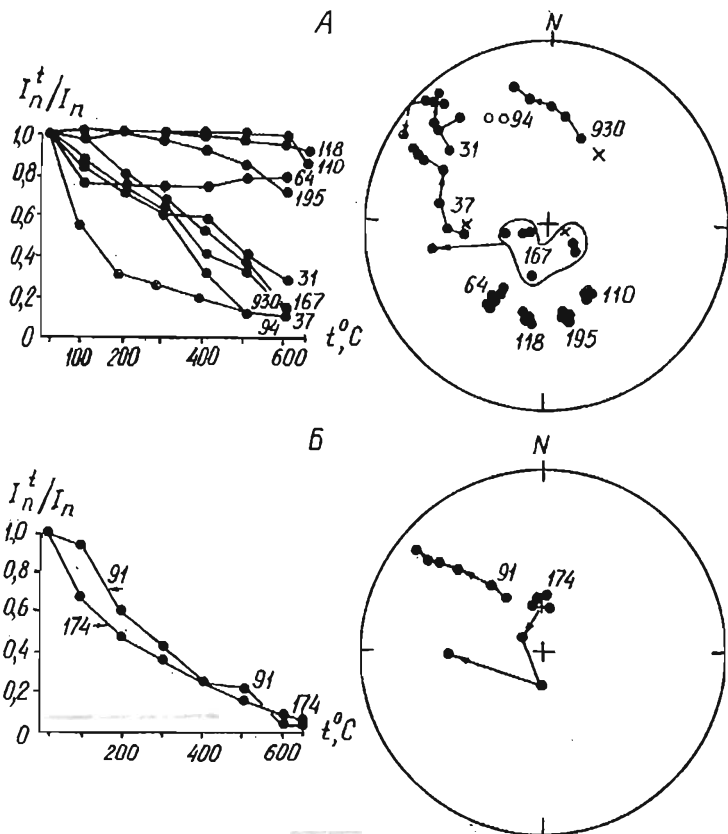


Рис.6. Результаты температурной чистки.

А — осадочные породы карагасской серии; Б — габбро-диабазы.

Температурная чистка оказалась более эффективной, чем чистка переменным полем, она выделяет компонент, близкий к древнему и у тех пород, вектор I_n которых близок к направлению современного поля (№ 167, 174). Величина I_n некоторых осадков начинает изменяться только после 600°C (№ 110, 118, рис.6, А), у других плавно уменьшается во всем интервале температур, довольно заметный перегиб в области $T = 500-600^\circ\text{C}$ у образцов № 31, 37, 167,

возможно, говорит о присутствии магнетита, но основной носитель I_n осадочных пород — гематит.

Габбро-диабазы при термочистке уменьшает величину I_n , при 600°C остается 5–10 % исходной I_n ; изменения направления I_n также более значительные, чем при чистке переменным полем (№ 94, 174, рис. 5, Б и 6, Б).

Образцы некоторых осадочных пород (№ 64, 110, 118, 195, рис. 6, А) имеют жесткую гематитовую намагниченность, величина которой после 650°C составляет 80–90 % исходной I_n . Результаты температурной чистки осадков карагасской серии приведены в табл. 3. Наибольшие изменения в наклонении вектора происходят в интервале $20\text{--}100^{\circ}\text{C}$, где снимается вязкая намагниченность. Среднее направление намагниченности, как видно из табл. 3, изменяется мало и кучность векторов I_n достаточно велика. Таким образом, температурные исследования показали, что основным носителем намагниченности осадков является гематит, габбро-диабазов — магнетит.

Таблица 3

Результаты температурной чистки осадков карагасской серии
(число образцов $n = 10$)

Температура чистки, $^{\circ}\text{C}$	Среднее направление I_n		К
	D°	J°	
20	306	28	6,5
100	307	14	7
200	309	7	33
300	308	7	17
400	316	9	10
500	304	5	8
600	303	2	12

Как видно из стереограмм рис. 2–4, различие в направлениях прямо- и обратномагнитных пород не достигает 180° , этот факт нуждается в объяснении. При чистке переменным полем и температурой

была отмечена группа образцов с очень стабильной I_n , имеющая среднее направление $D = 208^\circ$, $I = 32^\circ$, $K = 80$ (см. рис.4,А — группа I). Мы предполагаем, что это породы, имеющие прямую намагниченность, но частично перемagnetизированные современным и позднепалеозойским полем. В шангулешской свите присутствуют две группы векторов I_n , сильно различающихся по направлению, поэтому они представлены на разных стереограммах. На рис.4,Б представлена группа векторов с прямой и обратной намагниченностью, соответствующая направлению I_n , близкому первичному (рифейскому) (Палеомагнитология, 1982). Распределение на рис.2,а представляет направление, близкое к направлению позднепалеозойского перемagnetизирования. В табл.2 средние направления для рифейской и более молодой намагниченности приведены раздельно (строки 2 и 3).

Все эти результаты, стабильность намагниченности при чистках и метод галек, подтверждают первичность ее и позволяют построить палеомагнитные разрезы. На рис.1 нанесены колонки палеомагнитных зон по отдельным изученным разрезам и сводный палеомагнитный разрез. Шесть изученных разрезов по р.Бирюсе и Тагулу наращивают и дополняют друг друга. Сводный палеомагнитный разрез характеризуется чередованием зон прямой и обратной полярности, но преобладает обратная, особенно в верхах карагасской серии — верхи тагульской и иписитской свит. В середине иписитской свиты встречена маломощная пачка прямонамагнитных пород, но присутствует она только в одном разрезе (см. рис.1, разрез 4), и полная мощность ее не ясна, поскольку в разрезах 1 и 2 она попадает на размыв пород, а в разрезе 4 нет ее нижней границы. Низы иписитской свиты намагничены обратно. Тагульская свита в основании имеет мощную зону прямой полярности, которая прослежена в четырех разрезах по рекам Бирюсе и Тагулу, низы этой зоны лежат в шангулешской свите (см. рис.1). Низам шангулешской свиты соответствует знакопеременная (?) зона, выше идет зона прямой полярности, прослеженная в двух разрезах (см. рис.1, 5 и 6).

Сводный палеомагнитный разрез средней части верхнего рифея, приведенный на рис.1, является опорным для данного района. По новой стратиграфической схеме свиты карагасской серии охватывают не весь поздний рифей, а только его среднюю часть (Гешения ..., 1983). Исходя из этого, о геомагнитном поле средней части позднего рифея можно сказать следующее. В начале этого интервала

преобладала прямая полярность (шангулежская свита и низы тагульской), в конце средней части позднего рифея – обратная (верхи тагульской, ипситская свита). Если сравнить полученный региональный палеомагнитный разрез Бирюсинского Присяяня со сводным для Сибирской платформы, то видно, что подобная в общих чертах палеомагнитная зональность характерна для верхнего рифея всей платформы (Палеомагнитология, 1982).

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Естественная остаточная намагниченность осадков карагасской серии лежит в основном в пределах $I_n = (0,2-12,5) \cdot 10^{-3}$ А/м, часть образцов имеет повышенные значения $I_n = (2-10) \cdot 10^{-2}$ А/м; габбро-диабазы нерсинского комплекса имеют величины I_n от $8 \cdot 10^{-2}$ до 5 А/м.

2. Устойчивость I_n при h – и t – чистках говорит о ее стабильности и возможности сохранности ее направления со времени образования пород. Метод галек подтверждает это.

3. Носителями намагниченности являются у осадков гематит и, возможно, магнетит, у габбро-диабазов – магнетит.

4. В шангулежской и низах тагульской свит преобладает прямая полярность пород, в верхах тагульской и ипситской – обратная.

5. Наличие палеомагнитной зональности пород позволяет сопоставить параллельные разрезы и построить региональный сводный палеомагнитный разрез карагасской серии.

6. Корреляция разрезов, проведенная независимо традиционным и палеомагнитным методами, дает сходящиеся результаты.

7. Палеомагнитные полюса следует считать предварительными, их координаты, как видно из таблиц 1 и 2, зависят от гипотезы о природе перемещающегося поля.

Литература

БРАГИН С.С. О взаимоотношении карагасской и оселковой серий докембрия Присяяня. – В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.133–147.

БРАГИН С.С., ЛАПИН Б.Н. О нерсинском интрузивном комплексе

Присяня в связи с вопросом о возрасте карагасской серии. - В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с.105-116.

ГАЛИМОВА Т.Ф., ЯКШИН М.С. О микрофитолитовой характеристике шангулежской свиты карагасской серии Присяня. - В кн.: Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с.72-79.

ГУРЕВИЧ Е.Л. Палеомагнетизм верхнедокембрийских толщ Иркутского амфитеатра, проблемы их корреляции и палеогеографического положения. - В кн.: Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии. Л., 1981, с.11-22.

ДУБИН Л.В., ХОМЕНТОВСКИЙ В.В., ЯКШИН М.С. Новые данные о геологии позднего докембрия Присяня. - В кн.: Стратиграфия нижнего кембрия и верхнего докембрия юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1969, с.86-101.

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы / Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутанов Е.П. М.: Наука, 1972. 355 с.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ палеозоя / А.Н.Храмов, Г.И.Гончаров, Р.А.Комиссарова и др. Л.: Недра, 1974. 236 с.

ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИЯ / А.Н.Храмов, Г.И.Гончаров, Р.А.Комиссарова и др. Л.: Недра, 1982. 312 с.

РЕШЕНИЯ Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч.1. Новосибирск, 1983. 214 с.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В. Состояние стратиграфии позднего докембрия Сибири и отражение его в крупномасштабной геологической съемке. - В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984, с.3-12.

МОРФОЛОГИЯ И СИСТЕМАТИКА ДОКЕМБРИЙСКИХ ОКАМЕНЕЛОСТЕЙ
СЕМЕЙСТВА TRIDIIDAE (Camasiida)

Трехлучевая симметрия в органическом мире проявляется исключительно редко. В связи с этим большой интерес представляют формы с трехлучевой симметрией в составе одной из древнейших групп организмов – камазиид, рассматриваемых в составе "невландиевой проблематики". Эти камазииды объединены автором в семейство Tridiidae Sosn., 1984, в составе родов Tricuspidatia Sosn., 1981, Tridia Schip., 1984 и Plumifascicularia Schip. et Sosn., 1984 (Сосновская, 1981а,б; Сосновская, Шипицын, 1984а,б).

Трехлучевой тип симметрии проявляется у тридид в разных вариантах: 1. Форма столбиков в виде трехгранных призм. 2. Осевые зоны в виде трехгранных призм. 3. Микроструктура отдельных форм, создаваемая микростолбиками с трехлучевой симметрией.

Кроме того, тридиды обладают еще рядом признаков, отличающих их от других камазиид (радиально-звездчатые колонии, у ряда форм – своеобразный "перистый" тип ветвления и осевые зоны).

Автор придает большое значение изучению тридид, но не только из-за их несомненного морфологического своеобразия. Установлено, что в докембрии Кузнецкого Алатау они являются на настоящий момент единственными формами невландиевой проблематики, испытавшими определенную морфологическую эволюцию, и, следовательно, могущими служить реперами при проведении границ биостратиграфических подразделений. В частности, автор полагает, что только по тридидам возможно отделять здесь достаточно определенно средне- и верхнерифейские отложения. Небольшой материал из рифея Манского прогиба (Восточный Саян) позволяет сделать аналогичные выводы.

В связи со сказанным, представляется важным остановиться подробно на морфологических особенностях и систематике тридид, тем более, что кроме краткого описания видов, эти вопросы в печати не освещались.

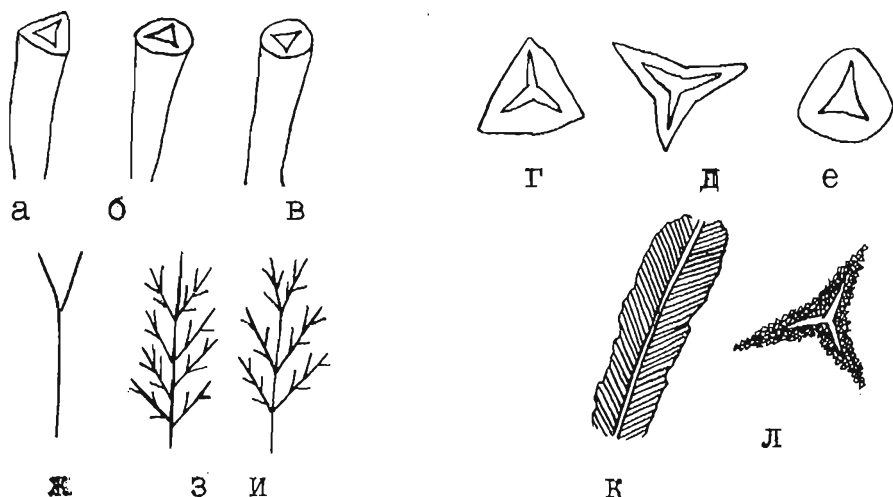
В семейство входят организмы, сохранившиеся в ископаемом состоянии в виде колоний, которые состоят из элементов удлинённой формы, названных "столбиками". Столбики слагаются, как и у

других камазийд, черным карбонатом кальция. Сочетание столбиков создает определенный тип колонии. Для тридийд более характерны радиально-звездчатые колонии (табл. II, фиг. 3). В общем случае последние представляют собой полусферические или сферические скопления — розетки, образованные столбиками, растущими из одного центра по всем направлениям. В плане розетки имеют неправильную, эллипсоидальную или многоугольную форму. За редким исключением, они встречаются группами, образуя сплошную массу, ограниченную сверху и снизу плоскостями наложения (табл. I, фиг. 4-5). Диаметр розеток составляет от I до 8-10 см.

Каждый столбик в розетке в процессе роста неоднократно делится или осложняется многочисленными боковыми столбиками, и в итоге возникает сложно разветвленный элемент колонии, названный ветвью. В качестве радиально-звездчатых разновидностей выделяются перистые колонии, имеющие в плане вид пера и являющиеся, по существу, одной их ветвью, и веерные — колонии, имеющие вид веера. Эти колонии представляют собой розетки, развитие которых шло в одном направлении. На табл. I, фиг. 3 наблюдается рост столбиков непосредственно от субстрата. В этом случае первоначально они создали кустистые скопления.

Форма столбиков тридийд разнообразна: призматическая (виде трехгранной призмы), коническая или цилиндрическая (см. рисунок а-в). Соответственно поперечные сечения могут быть треугольными, лопастевидными (также треугольные, но с сильно вогнутыми к центру столбика сторонами треугольника) или округлыми (рисунок г-е). Столбики ветвятся путем продольного полного деления (род *Tridia* Schip.) и продольного полного деления в сочетании с перистым боковым почкованием (роды *Tricuspidatia* Sosn. и *Plumifascicularia* Schip. et Sosn.) Перистое почкование характеризуется наличием главных столбиков, от которых под острым углом отходят в направлении роста боковые (I порядок ветвления). Последние в свою очередь также могут нести аналогичные, но более мелкие столбики (II порядок ветвления). Одновременно главные столбики, реже боковые, делятся на два более или менее равновеликих путем заложения продольного пережима (см. рисунок ж-и).

Для большинства тридийд характерны столбики, состоящие из двух зон: осевой (внутренней), проходящей в центральной части столбика, и периферической (внешней) зоны (см. рисунок г-е).



Некоторые морфологические особенности тридий

Форма столбиков: а – призматическая, б – коническая, в – цилиндрическая; форма поперечных сечений столбиков: г – треугольная, д – лопастевидная, е – округло-треугольная; типы ветвления: ж – продольное полное деление, з – перистое боковое почкование, и – сочетание продольного деления и перистого бокового почкования; к – продольное сечение столбика плюмифасцикулярии, микростолбики периферической зоны и осевая зона; л – поперечное сечение трикуспидатии, лопастевидная осевая зона и микростолбики призматической формы.

У *Tricuspidatia* и *Plumifascicularia* осевая зона выглядит как длинный черный стержень в виде трехгранной призмы, расширяющейся по мере роста столбика. В поперечном срезе такая зона имеет вид треугольника с прямыми или вогнутыми к центру сторонами. Окружающая столбик периферическая зона состоит из мелких, плотно прижатых друг к другу микростолбикам, аналогичными по морфологии столбикам (см. рисунок к-л). Так, у *Plumifascicularia* микростолбики имеют субцилиндрическую или призматическую форму, у *Tricuspidatia* – призматическую с треугольными поперечными сече-

ниями. Внутри микростолбиков также отмечаются осевые зоны. Пучки микростолбиков, выходящие за пределы столбика, создают боковые столбики. Ограничения осевой и периферической зон у трикуспидатий и плюмифасцикулярий четкие. На поверхности образцов осевые зоны выделяются рельефно или блеском при повороте образца.

У тридий осевые зоны нечеткие, с расплывчатыми контурами, треугольных или близких округлым поперечных сечений, светлые. Такие зоны более напоминают канал. Периферические зоны тридий состоят из микростолбиков округлых или округло-треугольных поперечных сечений или имеют ступенчатое строение. Последнее, возможно, связано с перекристаллизацией образцов.

У некоторых тридид осевые зоны отсутствуют. Тогда строение столбиков аналогично строению периферических зон.

В составе семейства тридид выделены подсемейства, роды, виды и внутривидовые категории. Основными признаками подсемейства являются тип ветвления и характер осевой зоны, рода — форма столбиков и их поперечных сечений, вида — размеры столбиков, дифференциация их по размерам диаметров и ряд менее значительных признаков.

В соответствии со сказанным, классификация тридид представляется в следующем виде:

Группа *Camasiida* Sosnovskaja, 1980

Семейство *Tridiidae* Sosnovskaja, 1984

Подсемейство *Tridiinae* Sosnovskaja, subfam. nov.

Род *Tridia* Schipitzyn, 1984

T. koptevi Schipitzyn, 1984

T. salebrosa Sosnovskaja, 1984

Подсемейство *Plumifasciculariinae* Sosnovskaja, subfam. nov.

Род *Plumifascicularia* Schipitzyn et Sosnovskaja, 1984

P. dentata Schipitzyn et Sosnovskaja, 1984

P. dentata morpha curiosa Sosnovskaja, morpha nov.

P. multiramosa Sosnovskaja, 1984

P. media Sosnovskaja, sp. nov.

Род *Tricuspidatia* Sosnovskaja, 1982

T. trigonata Sosnovskaja, 1982

T. plumata Sosnovskaja, sp. nov.

В процессе эволюции тридид проявляется закономерная тенденция к более яркому внешнему выражению трехлучевой симметрии и увеличению количества форм этого типа.

В Кузнецком Алатау, откуда происходит основной материал по тридидам, первые их представители появляются в синнигской (= полуденная) свите среднего рифея (Решения ..., 1984), в нижней ее части. Это *Plumifascicularia dentata* Schip. et Sosn. и близкие виды с округлыми поперечными сечениями, хорошо выраженным продольным и менее выраженным перистым ветвлением. Перистое ветвление нередко проявляется на более поздних стадиях роста столбиков. Несколько стратиграфически выше наряду с типичными *Plumifascicularia* появляются виды, в колониях которых сочетаются столбики с округлыми и треугольно-округлыми поперечными сечениями (*Plumifascicularia multiramosa* Sosn.), приближающиеся по внешнему облику к *Tridia*. Здесь же появляются редкие формы *Tricuspidatia*, известные пока в единственном местонахождении. Выше по разрезу, в верхней части синнигской свиты и в перекрывающей ее туримской свите, датируемой также средним рифеем (Решения ..., 1984), тридиды единичны.

Начало второго расцвета тридид приурочено к границе туримской и вышележащей арамонской (верхний рифей) свит. В обилии появляются *Tricuspidatia* с прекрасно выраженными треугольными или лопастевидными поперечными сечениями, *Tridia* и *Plumifascicularia*, как с округлыми поперечными сечениями, но хорошо развитым, в отличие от среднерифейских форм перистым ветвлением (*Plumifascicularia dentata morpha curiova morpha nov.*), так и многочисленные виды, которые можно рассматривать как переходные между *Plumifascicularia* и *Tricuspidatia*. В колониях последних встречаются одновременно столбики с округлыми и субтреугольными поперечными сечениями (*Plumifascicularia media* sp. nov.). Такой комплекс насыщает практически всю арамонскую свиту до ее границы с кульбюрстюгской, датируемой также верхним рифеем (Решения ..., 1984). В кульбюрстюгской свите сейчас известны лишь немногочисленные представители рода *Tridia*. В венде Кузнецкого Алатау тридиды не обнаружены.

На территории соседнего региона – Восточного Саяна, в Манском прогибе, в настоящее время известно немного находок невландиевой проблематики, в том числе и тридид. Последние обнаружены

в двух обнажениях беретьской свиты верхнего рифея (Геологическое строение ..., 1978) по р.Береть. Окаменелости представлены *Tricuspidatia trigonata* Sosn. и *Tridia* sp.

На Юго-Востоке СССР в древних отложениях Малого Хингана в бассейне р.Биджан обнаружены представители подсемейства *Tridiinae* (данные Г.В.Роганова, ДВИМС и К.Л.Пака, ИГиГ СО АН СССР), имеющие большое сходство с *Tridia* sp. из арамонской свиты Кузнецкого Алатау (табл. I, фиг. I-2). На Патомском нагорье в районе среднего течения р. Лены (олиз д. Мача) в тинновской свите венда П.Н.Колосовым (Колосов, 1984, табл. XXV) собраны окаменелости, обнаруживающие весь набор основных признаков подсемейства *Plumifasciculariinae* (радиально-звездчатые колонии, перистое ветвление).

Тридииды не имеют прямых аналогов среди беспозвоночных и водорослей, что вынуждает рассматривать их в составе проблематик. При выяснении систематического положения тридиид, вероятно, определенную роль должны сыграть характерные для них крупные размеры и трехлучевая симметрия. Действительно, массивность построек тридиид, крупные колонии и столбики, их слагающие, наводят на мысль о принадлежности их к животному царству, тем более, что докембрийские известковые водоросли, за редким исключением, обладали микроскопическими размерами. Интересен и тот факт, что в отложениях венда в составе эдиакарской фауны известны формы полипов, обладающих трехлучевой симметрией (род *Skinnera* Wade и др.). М.А.Федонкин (1983) придает большое значение проявлению этого типа симметрии вообще и в эдиакарской фауне в частности, рассматривая роды с трехлучевой симметрией в составе самостоятельного таксономического подразделения высокого ранга. Несомненно, что корни эдиакарской фауны уходят глубоко в рифейское время – время расцвета разнообразной невландиевой проблематики. Поэтому не исключено, что тридииды имеют отдаленные связи с трехлучевыми формами метазоа венда. Непосредственное же сравнение этих форм невозможно, так как морфологически они существенно отличаются.

Из водорослей тридииды больше всего напоминают *Rhodophyta*. Красные водоросли имеют следующие сходные признаки: 1) образ жизни (багрянки в основном прикрепленные формы, создающие "заросли"); 2) ветвление (основной тип ветвления багрянок – моно-

подиальный, аналогичен перистому боковому почкованию тридий); 3) дифференцированное строение нитей и столбиков (багрянки пор. *Kenellales* объединяют водоросли с цилиндрическим слоевищем, состоящим из осевой и периферической частей, что отмечается и у многих тридий); 4) тип сохранности (красные водоросли, как и трииды, могут полностью обызвестляться). Однако для багрянок совершенно не характерен трехлучевой тип симметрии ни в каких ее проявлениях, а большинство перечисленных выше сходных признаков можно обнаружить и у беспозвоночных.

Уточненные диагнозы ранее описанных таксонов и описания новых приведены ниже. Коллекция хранится в геологическом музее геологосъемочной экспедиции ПГО "Красноярскгеология".

Автор приносит искреннюю благодарность К.Л.Паку за предоставленную возможность ознакомиться с тридидами Хингана.

Группа *Camasiida* *Sosnovskaja*, 1980
Семейство *Tridiidae* *Sosnovskaja*, 1984

Д и а г н о з. Колонии радиально-звездчатые, веерные, перистые. Столбики призматические, конические, цилиндрические. Их поперечные сечения треугольные до лопастевидных, округло-треугольные, округлые. В центральной части столбиков может обособляться осевая зона. Ветвление продольное полное и перистое боковое почкование. Столбики слагаются микростолбиками или имеют сгустковое строение.

С о с т а в. Два подсемейства.

Подсемейство *Tridiinae* *Sosnovskaja*, subfam.nov.

Д и а г н о з. Ветвление продольное полное. Осевые зоны треугольные или округлые, нечеткие, могут отсутствовать.

С о с т а в. Один род — *Tridia* Schipitzyn, 1984 из среднего и верхнего рифея Кузнецкого Алатау, верхнего рифея Восточного Саяна, нижнего кембрия (?) Малого Хингана.

Подсемейство Plumifasciculariinae
Sosnovskaja, subfam.nov.

Д и а г н о з. Ветвление продольное полное в сочетании с перистым боковым почкованием. Осевые зоны четкие, треугольные в поперечном срезе.

С о с т а в. Два рода — Plumifascicularia Schipitzyn et Sosnovskaja, 1984 и Tricuspidatia Sosnovskaja, 1981 из среднего и верхнего рифа Кузнецкого Алатау и верхнего рифа Восточного Саяна.

С р а в н е н и е. От представителей подсемейства Trididinae отличается типом ветвления и характером осевых зон.

Род Plumifascicularia Schipitzyn et Sosnovskaja, 1984
Plumifascicularia dentata morpha curiosa
Sosnovskaja, morpha nov.

Табл.П, фиг.5-6

Название морфы от curiosus лат. — интересный.

Г о л о т и п — № 71230-8; Кузнецкий Алатау, руч.Карыш, хребтик северо-восточнее устья руч.Карасук; арамонская свита.

Д и а г н о з. Столбики неправильно цилиндрические и конические. Диаметр их варьирует от столбика к столбику и в пределах одного столбика. Осевая зона четкая, треугольных очертаний. Периферическая сложена микростолбиками с треугольными поперечными сечениями. Перистое ветвление хорошо развито.

Р а з м е р ы в мм: высота построек до 35; главные столбики: длина 100-150, диаметр 5-10; боковые столбики: длина до 40, диаметр 1-5.

С р а в н е н и е. От P.dentata отличается всегда хорошо развитым перистым ветвлением.

М а т е р и а л. 7 экз. по правому борту руч.Карыш и 1 экз. в устье лога Арамон по правому борту руч.Кульбюрстог из отложений арамонской свиты.

Plumifascicularia media Sosnovskaja, sp.nov.

Табл. II, фиг. 3-4

Название вида от *medius* лат. - средний.

Г о л о т и п - № 78005-3; Кузнецкий Алатау, руч. Карыш, вершина лога Лохматого; арамонская свита.

Д и а г н о з. Розетки крупные и мелкие с преимущественным развитием столбиков в одном направлении. Столбики прямые, длинные, конические или субпризматические. Поперечные сечения круглые, неправильно округлые, округло-треугольные, треугольные. Поверхность столбиков усеяна мелкими зубчиками (окончания микростолбиков) и многочисленными боковыми столбиками. Осевые зоны в поперечном срезе имеют вид треугольника с сильно вогнутыми гранями. Строение периферической зоны как у всех *Plumifascicularia*. Ветвление боковое перистое, хорошо развито. Отмечаются боковые столбики I и II порядка. Главные столбики разветвляются путем продольного деления.

Р а з м е р ы в мм: диаметры розеток 30-150, высота построек 60; главные столбики: длина между точками продольного деления до 70, диаметр 2-5; боковые столбики I порядка: длина 10-20, диаметр 1,5-2.

С р а в н е н и е. От *P. dentata* отличается формой столбиков, от *P. multiramosa* - хорошо развитым перистым ветвлением.

М а т е р и а л. 6 экз. по правому борту руч. Карыш из отложений арамонской свиты.

Род *Tricuspidatia* Sosnovskaja, 1982

Tricuspidatia plumata Sosnovskaja, sp.nov.

Табл. II, фиг. I-2

Название вида от *plumatus* лат. - перистый.

Г о л о т и п - № 78209-2; Кузнецкий Алатау, руч. Карыш, правый борт лога Богданова; арамонская свита, нижняя часть.

Д и а г н о з. Голотип представлен фрагментом розетки. Главные столбики прямые, длинные, тонкие. Форма их призматическая, диаметр по мере роста увеличивается. Поперечные сечения лопастевидные. Осевая зона узкая, четкая, лопастевидная. Перистое боко-

вое почкование прекрасно развито. Боковые столбики многочислен-ные, призматические с треугольными поперечными сечениями (сто-роны треугольника прямые или чуть вогнутые). У мелких столбиков поперечные сечения близки к округлым. Имеются столбики как пер-вого, так и второго порядка. Главные столбики в процессе роста продольно делятся.

Р а з м е р ы в мм: высота построек до 40; главные столби-ки: длина между точками ветвления 20-30, диаметр 4-13; боковые столбики I порядка: длина до 9, диаметр 0,5-1.

С р а в н е н и е. От *T. trigonata* отличается более круп-ными диаметрами главных столбиков.

М а т е р и а л. 4 экз. по правому борту руч.Карыш (Богда-нов лог), 1 экз. в бассейне р.Сон, 4 экз. в устье Крестового лога по правому борту р.Тюрим, 1 экз. из окрестностей пос.Комму-нар (Васильевский лог) из отложений арамонской свиты.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

- Фиг.1-2. *Tridia* sp., поперечные сечения столбиков: 1 - экз. № 70-1, х 1,5, р.Биджан, нижний кембрий (?), лондоков-ская свита (из коллекции К.Л.Пака); 2 - экз. № 82203^a, х 1, Кузнецкий Алатау, р.Тюрим, верхний рифей, арамон-ская свита.
- Фиг.3. Рост столбиков *Plumifascicularia* sp. от неровной по-верхности субстрата, экз. № 71237-1, х 1, Кузнецкий Алатау, руч.Карыш, верхний рифей, арамонская свита.
- Фиг.4-5. Переслаивание колоний тридид: 4 - экз. № 78038-1, х 0,6; 5 - экз. № 78119-7, х 1, Кузнецкий Алатау, руч. Карыш, верхний рифей, арамонская свита.

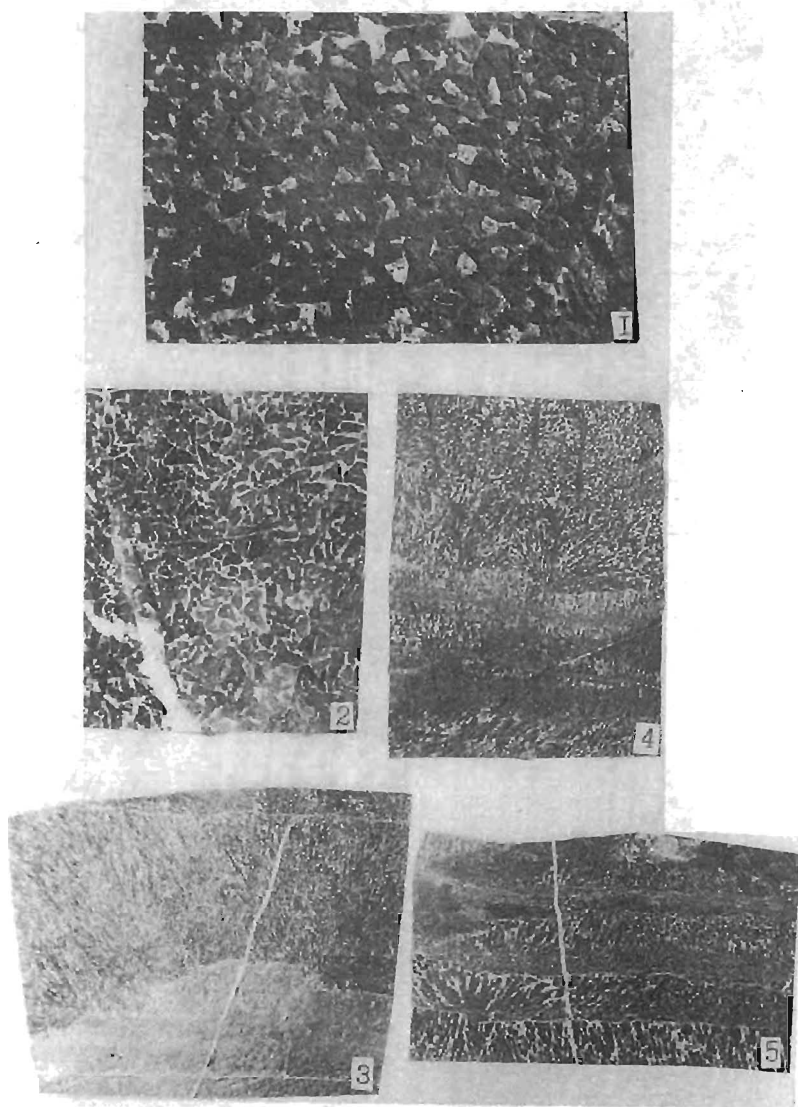
Таблица II

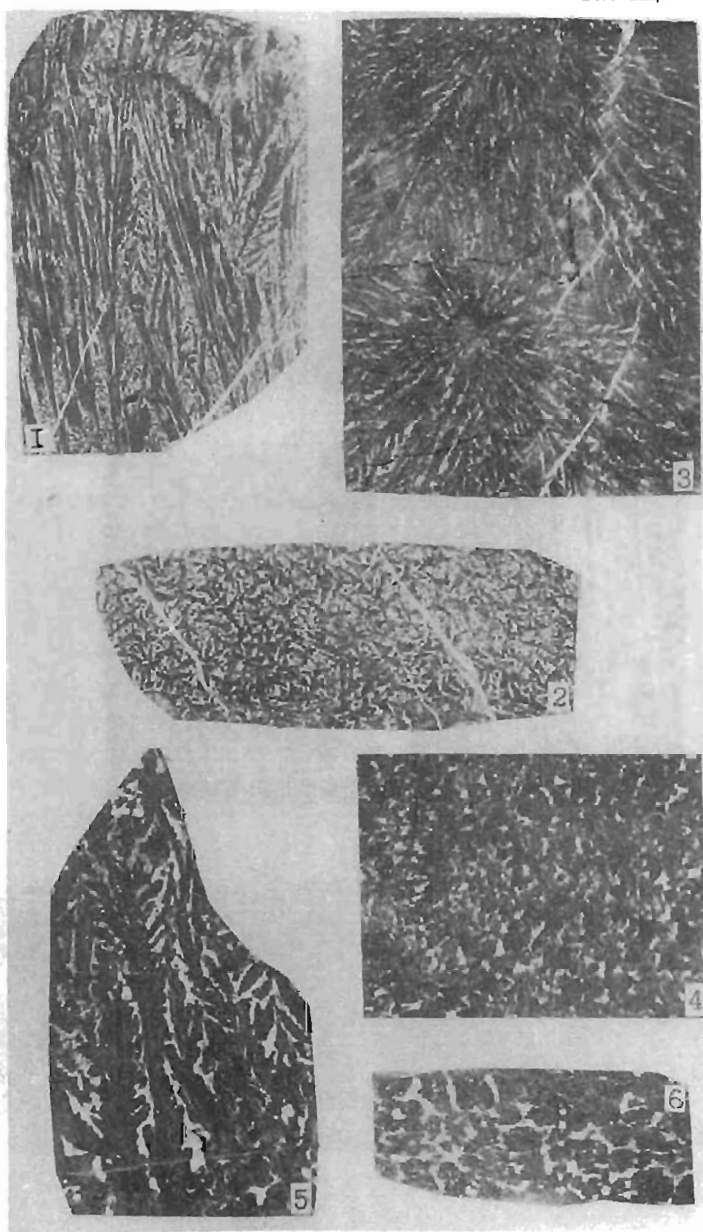
- Фиг.1-2. *Tricuspidatia plumata* sp.nov., голотип № 78209-2: 1 - продольные сечения столбиков, вид колонии сверху,

х 0,8; 2 - лопастевидные поперечные сечения столбиков, х I.

Фиг.3-4. *Plumifascicularia media* sp. nov., голотип № 78005-3: 3 - продольные сечения столбиков, вид колонии сверху, х I; 4 - поперечные сечения столбиков, х I.

Фиг.5-6. *Plumifascicularia dentata* morpho curiosa morpho nov., голотип № 71230-8: 5 - продольные сечения столбиков, вид колонии сверху, х 0,8; 6 - поперечные сечения столбиков, х I.





Литература

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских "байкалидах" / Хоментовский В.В., Шенфильд В.Ю., Гибшер А.С. и др. Новосибирск: Наука, 1978. 224 с.

КОЛОСОВ П.Н. Позднедокембрийские микроорганизмы востока Сибирской платформы. Якутск, 1984. 84 с.

РЕШЕНИЯ Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. I (Верхний докембрий и нижний палеозой). Новосибирск, 1984. 215 с.

СОСНОВСКАЯ О.В. Невландиевая проблематика в отложениях верхнего протерозоя северо-западной части Батеневского кряжа. - В кн.: Актуальные вопросы геологии докембрия Сибири. Новосибирск, 1981а, с.62-72.

СОСНОВСКАЯ О.В. Камазииды - проблематичная группа окаменелостей докембрия. - В кн.: Систематика, эволюция, экология водорослей и их значение в практике геологических исследований. Киев, 1981б, с.167-169.

СОСНОВСКАЯ О.В., ШИПИЦЫН В.А. О некоторых проблематичных окаменелостях из докембрия Кузнецкого Алатау. - Палеонтол. журн., 1984а, № 3, с.128-131.

СОСНОВСКАЯ О.В., ШИПИЦЫН В.А. Камазииды сынгитской свиты (средний рифей Кузнецкого Алатау). - В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984б, с.117-132.

ФЕДОНКИН М.А. Органический мир венда. - В кн.: Итоги науки и техники. Стратиграфия. Палеонтология. Т.12. М., 1983. 127 с.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОФИОЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА
ВОСТОЧНО-ТУВИНСКОГО РЕГИОНА И ЕГО МЕСТО В СТРУКТУРЕ
САЛАИРИД САЯНО-АЛТАЙСКОЙ ОБЛАСТИ И МОНГОЛИИ

Состояние вопроса

Представления о распространении в салаиридах Саяно-Алтайской области бескорневых офиолитовых покровов, выполненных повсеместно древнейшими членами стратиграфических колонок (Дергунов, Херасков, 1985), не увязываются с фактами наличия в отдельных регионах доофиолитовых магматических комплексов. Они вместе с офиолитами являются характерным членом формационных рядов зон палеодеструкций, к типичным из которых относятся структуры Восточной Тувы. Система доказательств тектоно-генетической принадлежности Восточно-Тувинского региона к зонам деструкции древней коры в значительной степени базируется на стратиграфическом анализе разрезов верхнедокембрийско-раннепалеозойских отложений.

В 70-х годах на востоке Тувы в районах междуречья Каа-Хем-Кызыл-Хем геологами СНИИГТИМСа получены материалы, на основании которых пересмотрены известные стратиграфические и тектонические построения, основанные на среднемасштабных съемках (Геология СССР, 1966): здесь выявлена принципиально новая стратиграфическая последовательность слоистых образований, выделены её литостратиграфические члены в ранге свит, проведен анализ структурно-формационной принадлежности слоистых комплексов и сделан вывод о существовании в позднем рифее-раннем кембрии в пределах обширных пространств востока Тувы протоорогенного прогиба, выполненного вулканическими и осадочными породами сложных фациальных взаимоотношений (Абрамов и др., 1972; Исаков и др., 1981; Коробейников и др., 1979). Позднерифейско-раннекембрийский слоистый комплекс был установлен также севернее - в верховьях реки Бий-Хем и в Билинском нагорье, где он отнесен к айлыгской свите вулканогенно-карбонатного состава. Существовавшие до этих работ представления об объеме айлыгской свиты и ее стратиграфическом положении в общем разрезе были изменены (Коробейников и др., 1979, 1980). По результатам среднемасштабных геологических съе-

мок айлыгская свита считалась более древней, чем харальская свита (серия) рифея, хотя Д.И.Мусатов (1966), Н.В.Межеловский (1971), А.А.Меляховецкий и П.А.Никитчин (1974) высказывали мнение об их обратной стратиграфической последовательности. Новая трактовка стратиграфии и структуры северо-восточных районов Восточно-Тувинского региона оказалась возможной благодаря найденным доказательствам синхронности айлыгского вулканогенно-карбонатного комплекса упомянутому выше слоистому комплексу верховий реки Каа-Хем. В данном случае большое значение имело выявление стратиграфических контактов между айлыгской свитой и подстилающими метаморфическими образованиями харальской серии среднего рифея, точно так же, как и доказательства залегания на последних слоистого комплекса верховий реки Каа-Хем (Исаков и др., 1981; Коробейников и др., 1979).

При изучении карбонатно-вулканогенных отложений поздне-рифейско-раннекембрийского возраста, вмещающих офиолиты, в южных частях региона (нагорье Сангилен, чахиртойская свита, перекрывающие и подстилающие ее отложения) устанавливается сходство строения их разреза с разрезом айлыгского литокомплекса в верховьях рек Бий-Хем и Билин (Исаков, 1986). Данные по строению обобщенных разрезов в пределах Центрального Сангилена, полученные в разные годы многими исследователями, принципиально не противостоят этим выводам (Александров, 1961; Алтухов, Смирнов, 1966; Ильин, Моралев, 1958; Мальцев, Межеловский, 1967; Рогов, 1969). Расхождение во взглядах относится в основном к трактовке объема выделяемых подразделений и деталей их возрастных привязок в пределах диапазона времени от среднего рифея до раннего кембрия (Гинцингер и др., 1979; Гишсер и др., 1983).

Доказательства позднерифейско-кембрийской возрастной принадлежности отложений значительного объема, изучение строения их разрезов, а также формационных и структурно-генетических характеристик позволило всю эту совокупность субсинхроничных геологических тел рассматривать в составе салаирского мегакомплекса Саяно-Алтайской области (трактовка понятия "мегакомплекс" принимается, по К.В.Боголепову (1985)). На востоке Тувы мегакомплекс, по В.С.Суркову и др. (1979), считается главной частью слоистого чехла Тувино-Монгольского массива. Харальская серия составляет комплекс основания этой структуры.

В наших интерпретациях (Исаков, 1986; Коробейников, Исаков,

1981; Коробейников и др., 1980) разнофациальные базиты и ультрабазиты, ассоциирующие с позднедокембрийско-кембрийскими отложениями, объединяются в офиолитовый комплекс и представляют существенную и характерную часть салаирского мегакомплекса востока Тувы. В прежних трактовках допускалось либо отсутствие формационных связей между ультраосновными и основными составляющими комплекса, либо значительная оторванность во времени процессов их становления и накопления осадочно-вулканогенных пород.

Офиолитовый комплекс позднего рифея-раннего кембрия в Восточной Туве состоит из слоистых и интрузивных членов, типичных для офиолитов в том значении этого понятия, в котором его использовали участники Пенроузской конференции 1972 года (Колман, 1979). Альпинотипные гипербазиты в составе комплекса образуют большое число мелких, очень мелких и крупных тел, среди которых наиболее известны массивы Шинхидско-Билинской группы, Ужеский, Хан-Тайгинский, Тарынский и др. Расслоенные ультрабазит-базиты мажалыкского комплекса составляют среднюю часть разреза офиолитов; комплекс образован кумулятивными гипербазитами, эвкритовыми, роговообманковыми габброидами, слагающими в пределах отдельных массивов разнопорядковые магматические слои. Наиболее крупными плутонами мажалыкского комплекса являются Дутдинский, Хангинский, Улин-Ханский, Кара-Шатский, Брунганский и другие. Типичным членом офиолитовой ассоциации являются также малые тела, силлы и дайки габбро-диабазов, пироксеновых, амфиболовых габбро, занимающие в реконструированных разрезах офиолитов в некоторых районах Билинского и Сангиленского нагорий структурное положение комплекса параллельных даек.

Слоистые компоненты офиолитового комплекса – базальты и силлилиты, а также характерные сопутствующие образования – карбонатные и другие породы, слагают значительные объемы позднерифейско-раннекембрийских разрезов во всех частях региона.

Офиолиты востока Тувы, в интерпретациях В.П.Коробейникова и наших, по структурным признакам относятся к ареальным и линейным типам. В пределах значительных площадей распространения ареальных офиолитов равномерно рассредоточены фрагменты полной ассоциации – главным образом ее базитовые излившиеся и интрузивные члены. Линейные рифтоподобные Каа-Хемская и Агардагская – зоны (рис.1) сосредоточивают структурно-компактные офиолиты поясово-

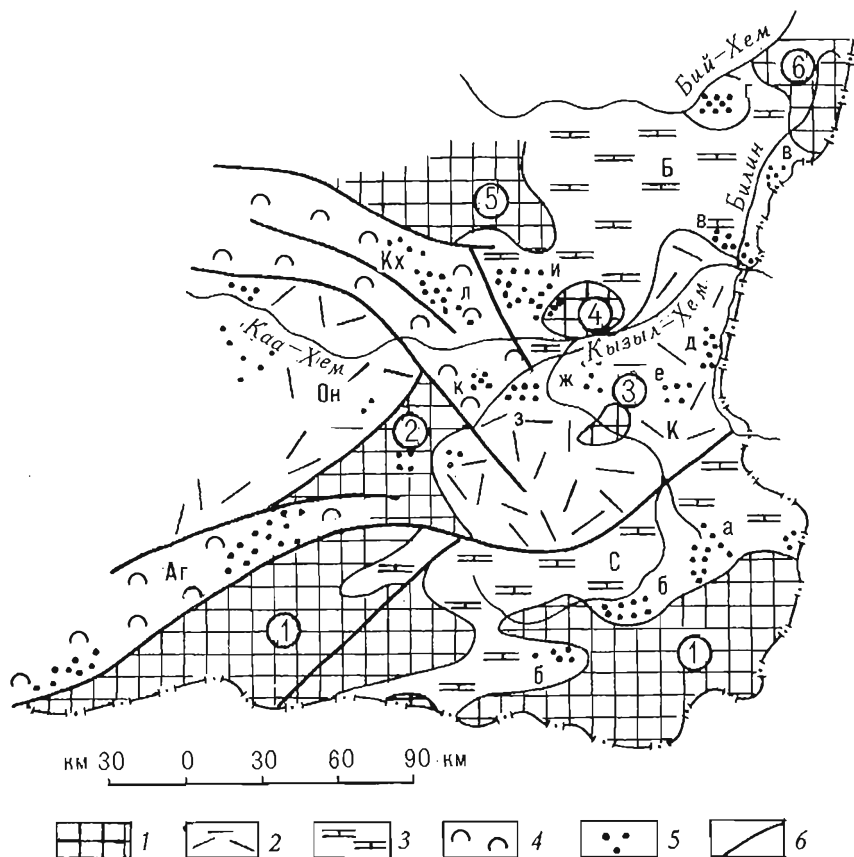


Рис. I. Схема тектонического районирования Восточной Тувы.

I — выступы комплекса основания Тувино-Монгольского массива; цифры в кружках: 1 — Сангилевский, 2 — Сизимский, 3 — Милзевский, 4 — Агойский, 5 — Харальский, 6 — Билинско-Шутхулайский. 2-4 — саларский мегакомплекс (в том числе полностью гранитизированный): 2 — магматогенно-осадочные формации с антидромным чередованием магматических серий в верховьях реки Каа-Хем (К) и Ондумской зоне (Он); 3 — главным образом магматогенно-карбонатные формации Сангилена (С) и верховий реки Бий-Хем и Билинского нагорья (Б); 4 — граувакково-кремнисто-диабазовая формация Каа-Хемской (Кх) и Агардагской (Аг) зон, 5 — офиолитовая ассоциация и ее фрагменты в районах рек: а — Эми, б — Балыктыг-Хем и Агаш, в — Билин, Шишхид-Гол, г — Айлыг (хр. Куу-Тайга), д — Сарыг-Чазы (хр. Ноганой), е — Чунай, ж — Ханыр, Им, з — Чинге, Кара-Бельдыр, и — Ханга, к — Мос, л — Ужеп и других районов, 6 — главные разломы.

го типа (Коробейников, Исаков, 1981; Коробейников и др., 1980).

Выявление стратиграфических аспектов офиолитового магматизма в данном случае заключается: а) в определении места слоистых членов офиолитовой ассоциации в сложно построенных разрезах рифейско-кембрийских образований; б) в корреляции отдельных звеньев магматических событий в пределах всего региона и в их межрегиональной корреляции.

Место офиолитов в разрезах позднего рифея-раннего кембрия

Сангилен, верховье реки Бий-Хем и Билинское нагорье. Офиолитовый комплекс в периферийных частях Восточно-Тувинского региона на крайнем севере и юге ассоциирует с существенно карбонатными отложениями позднего рифея-раннего кембрия.

Строение разрезов офиолитовмещающих толщ Сангилена в типичном выражении описаны в центральных частях нагорья в бассейне реки Эми (Исаков и др., 1981). Здесь, как подчеркивалось в последней работе, разрез толщи metabазальтов, ортоамфиболитов и кварцитов офиолитовой ассоциации, отнесенных вслед за авторами среднемасштабной карты (Геология СССР, 1966), к чахыртойской свите, согласно надстраивается вниз карбонатными породами нарын-ской свиты. Суммарная мощность всего разреза бассейна реки Эми 2400-2800 м. Западнее на левобережье Эми и в бассейне рек Агаш и Кундус офиолитовмещающая чахыртойская свита согласно перекрыта доломитами и известняками уланэргинской свиты рифейско-вендского возраста. Не исключено, что возраст нарын-ской и чахыртойской свит поздне-рифейский, хотя, возможно, верхняя часть чахыртойской свиты относится к венду. Верхи надофиолитового карбонатного разреза (хадалыхская свита) в пределах Сангилена уверенно датируются кембрием.

Описание разрезов существенно карбонатной айлыгской свиты в верховьях реки Бий-Хем и на Билинском нагорье, точно так же, как и доказательства ее поздне-рифейско-раннекембрийского возраста, неоднократно приводилось (Коробейников и др., 1979, 1980). Базальтными слоями айлыгской свиты являются малозагрязненные терри-

генным материалом известняки, нередко содержащие позднерифейские фитогенные образования. Слои офиолитов находятся среди отложений айлыгского литокомплекса; они представлены излившимися палеобазальтами, ассоциирующими на правом водоразделе реки Айлыг с дайково-силовыми долеритами. В составе этих слоев встречены углеродистые сланцы и кремни. Палеобазальты фиксируются также в верхней части айлыгской свиты. Повсеместно слоистые офиолитовые образования перекрыты карбонатными породами верхов свиты. Мощность айлыгского офиолитовмещающего литокомплекса в районах стратотипа около 400 м.

В неперменной ассоциации с широкластами и покровами базальтов в составе карбонатной айлыгской свиты обнаруживаются шпировые олистостромы. Величина олистолитов варьирует от гравелитовой размерности до глыб в первые десятки сантиметров и в метры. Отмечаются также гигантские олистолиты величиной в сотни метров. Кластика представлена офиолитовыми габброидами, горнблендитами, реже — кремнями и базальтами офиолитового комплекса. Базис олистостром имеет туфо-карбонатный состав и смят в мелкие складки подводно-оползневое происхождения.

Ультрабазитовые и габбровые составляющие офиолитов на севере региона и в Сангилене неравномерно и фрагментарно насыщают структуру рифейско-кембрийского комплекса. В Центральном Сангилене, в бассейне рек Кундус и Агаш и, как отмечалось, кое-где в структурах айлыгского литокомплекса в ассоциации с излившимися базальтами распространены гипабиссальные образования, сопоставляемые с дайковым комплексом стандартного офиолита. Типичными средними членами офиолитовой ассоциации являются кумулятивные ультрабазит-габбровые плутоны мажальнского комплекса, описанные на севере региона в районе реки Айлыг и в Сангилене в бассейне реки Эми (Исаков, 1986; Коробейников и др., 1980). В последнем районе они ассоциируют с крупными массивами гипербазитов рести-та, представляющих нижние части разрезов стандартных офиолитов.

В.П.Коробейников с соавторами (1980) отметили, что в пределах Билинской структуры на правом водоразделе реки Айлыг (хребет Куу-Тайга) в условиях хорошей обнаженности на небольшой площади установлены все эталонные члены офиолитовой ассоциации, вписанные в структуру олистостромсодержащих карбонатных пород айлыгской свиты, охарактеризованных окаменелостями. Кроме про-

трузий серпентинитов, дайково-силловых и покровных базальтов, здесь широко развит средний член ассоциации – габбро-ультрабазитовый комплекс, слагающий Дугдинский и Куу-Тайгинский массивы, описанные В.П.Коробейниковым, В.М.Исаковым, Т.А.Ковязиной и петрографически детально охарактеризованный В.Е.Ковалевским, В.И.Богнибовым с соавторами (Ковалевский и др., 1983). Общая мощность магматической колонны полосчатого ультрабазит-базитового комплекса здесь 4,5 км. Верхние части комплекса ("изотропное" габбро Куу-Тайгинского массива) контактово воздействуют на нижние горизонты айлыгской свиты и попадают в обломки перекрывающих их олистостром. Близко одновременное образование всех членов офиолитовой ассоциации и олистостром объясняется тем, что соответствующие деструкционные процессы приводят к возникновению резких "офиолитогенных" форм рельефа. В данном случае можно предполагать синседиментационное воздымание и движение кордильер, сложенных полосчатым комплексом, вдоль пологих взбросов и надвигов и сопряженное локальное обрушение дна айлыгского бассейна (Коробейников и др., 1980).

Таким образом, офиолитовый комплекс севера Восточно-Тувинского региона и его юга в нагорье Сангилен совмещен с внутренними частями карбонатного литокомплекса позднего рифея-кембрия, тяготея в своем наиболее полном выражении к нижним частям его обобщенного разреза (рис.2).

Верховья реки Каа-Хем и между речье Каа-Хема и Кызыл-Хема. Здесь были установлены стратотипы свит обломочно-вулканогенного рифейско-кембрийского комплекса центральных частей Восточно-Тувинского региона (Абрамов и др., 1972; Исаков и др., 1981). На востоке района в стратотипических разрезах хребта Ноганой в верховьях реки Сарыг-Чазы базальная толща комплекса – долонская свита имеет аркозовый состав (мощность 200 м). На ней согласно с постепенными переходами залегает ноганойская свита позднего рифея, в разрезе которой в районе стратотипа (хребет Ноганой, р.Скальный Хадраш) устанавливаются снизу вверх:

- 1) полимиктовые и аркозовые пестрые песчаники и гравелиты – 120 м;
- 2) те же породы и доломиты в переслаивании с туфами липаритов, по латерали сменяются липаритами – приблизительно 220 м;

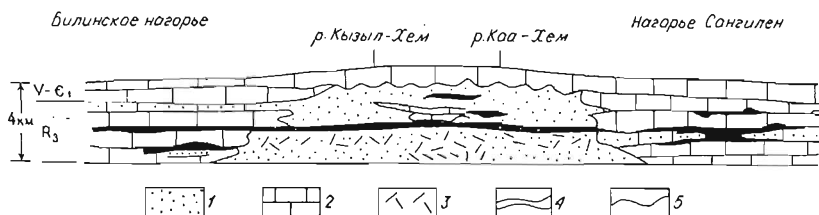


Рис.2. Реконструированный разрез отложений позднеэрифейско-раннекембрийского прогиба Восточной Тувы.

1 – главным образом терригенные породы; 2 – карбонатные породы; 3 – кислые вулканы; 4 – офиолитовые базальтоиды и кремни; 5 – место структурной перестройки в начале венда.

3) линза доломитов, чередование палеобазальтов, гиадокласитов, туфоконгломератов – 380 м;

4) олигомиктовые и аркозовые песчаники, красноцветные конгломераты – 350 м;

5) доломиты, палеобазальты, сверху – горизонты железных руд – 450 м; – эти слои перекрываются отложениями, обнажающимися севернее вдоль восточного склона хребта Ноганой;

6) палеобазальты, известняки, алавролиты мощностью приблизительно 500 м;

7) главным образом конгломераты, известняки – примерно 700 м.

Строение этой части разреза требует уточнения. По-видимому, мощность ноганойской свиты в стратотипическом районе хребта Ноганой – 2700–3000 м.

Южнее в бассейне рек Чунай и Шивиттыг кислые вулканы появляются в верхах разреза аркозовых отложений долонской свиты. Выше лежащая ноганойская свита имеет здесь следующее строение. В бассейне р.Шивиттыг в основании свиты фиксируются основные эффузивы максимальной мощности 700 м. Они перекрыты толщей доломитов и известняков (до 1200 м). Выше лежащие слои представлены глинистыми сланцами, кварцевыми песчаниками, мергелями (600м); базальтами, аркозовыми песчаниками (250–400 м); известняками и красноцветными конгломератами (300–500 м). Последние в истоках реки Шивиттыг перекрываются базальтами (250–300 м). Венчается

сводный разрез грубозернистыми песчаниками и гравелитами правого водораздела реки Чунай (400 м). Общая мощность ноганойской свиты приблизительно 3200 м.

Карбонатные породы из разных частей данного разреза содержат фитогенные остатки. Их видовая принадлежность и положение долонско-ноганойского литокомплекса ниже заведомо вендско-кембрийских слоев позволили датировать свиты поздним рифеем (Абрамов и др., 1972; Исаков и др., 1981; Коробейников и др., 1979).

Перекрывающая карбонатная формация, соответствующая сарыгчазинской свите венда и снанныгской свите кембрия, залегает на вулканогенно-обломочном комплексе с перерывом. Она выклинивается в западном направлении (Исаков и др., 1981).

В этом же направлении резко сокращается мощность ноганойской свиты, она по латерали замещается осадочными слоями, типичными для долонской свиты. Можно полагать, что возраст верхних частей разреза последней омолаживается.

В западных частях района вулканиты контрастного состава являются типичными членами долонской свиты. В разрезах верховий реки Ханыр аркозовые накопления нижней части долонской свиты насыщены кислыми пирокластами, здесь фиксируются потоки липаритовых лав. Излившиеся базальты, ассоциирующие с субвулканическими силлами и дайками пироксеновых базальтовых порфиров, — характерный член разреза верхней части комплекса. В опорном разрезе в ассоциации с базитами обнаруживаются клинопироксениты. Общая мощность долонского комплекса, вмещающего магматиты контрастных составов, в бассейне реки Ханыр 3400 м (Исаков и др., 1981).

Антидромная последовательность магматических проявлений характерна также для комплексов, распространенных севернее, в верховьях рек Им и Хияй. По данным В.П.Коробейникова, В.М.Исакова, Т.А.Ковязиной, здесь толща долонских липаритов и их туфов умеренно щелочного состава мощностью более 1000 м, а также субвулканические гранит-порфиры прорваны многочисленными малыми телами и силлами меланократовых габброидов и диабазов.

Вулканические породы в отложениях, относимых к долонской свите, максимально развиты в западной части района на сопряжении с Каа-Хемской линейной зоной. В разрезе по реке Чинге липариты нижней части "Восточно-Тувинского антидрома" вписаны в аркозовые слои типичного для долонской свиты чередования. В районе реки

Кара-Бельдыр откартирован долонский палеовулкан более 7 км в диаметре, сложенный кислыми вулканитами и субвулканическими гранитами умеренно щелочного состава, возникший на доломитовом цоколе. Кислые вулканиты перекрываются базальтами, среди которых встречаются андезиты-базальты суммарной мощностью 1500 м. С ними генетически связаны тела диабазов и габбро-диабазов и ассоциируют крупные тела мезократовых габброидов (Исаков и др., 1981; Коробейников, Исаков, 1981). В доломитах цоколя палеовулкана в зонах дробления и высокопорядковой складчатости трещины кливажа пронизываются серпентинитами, фиксируются микровключения агрегатов оливина и шпинели, что является признаком расположения на небольшой глубине гипербазитовых масс, подвергнутых протрузивной мобилизации. Мощность осадочно-вулканогенного комплекса долонской свиты в бассейне Чинге и Кара-Бельдыр около 3700 м.

Приведенный обзор строения позднерифейского комплекса верховий реки Каа-Хем свидетельствует, что устанавливаемая антидромная последовательность магматических проявлений в данном случае может быть возведена в ранг региональной закономерности. Кислые магматические породы частично латерально увязанных долонского и ноганойского комплексов вещественно выражают почти одновременный этап корового магматизма, имеющего форму вулканических пароксизмов центрального типа. Сменившие их во времени излившиеся и ассоциирующие с ними плутонические базиты (и описанные гипербазиты весьма малых объемов) коррелируются по положению в разрезе и по составу с офиолитами Билинского нагорья и Сангилене, относясь к фрагментам ареальной офиолитовой ассоциации востока Тувы.

Можно полагать, что аналогичным образом происходило развитие магматизма в Ондумской зоне, хотя единого мнения о строении ее обобщенных разрезов нет (Бухаров, 1983; Гинцингер и др., 1979).

Каа-Хемская и Агардагская линейные зоны выполнены типичными эвгеосинклинальными формациями. В.П.Коробейниковым и В.М.Исаковым доказана рифтинговая природа этих зон, отнесенных к категории желобовых палеоструктур (Коробейников, Исаков, 1981).

Палеонтологически немой офиолитовый комплекс юго-восточного фланга Каа-Хемского палеожелоба (верховья реки Мос) распростра-

нен непосредственно к западу от упомянутой выше Кара-Бельдырской палеовулканической структуры. В основании сводного разреза здесь устанавливается комплекс липаритов, их туфов, дацитов, редко — андезито-дацитов, ассоциирующих с субвулканическими разностями (500 м). Он перекрывается глинисто-кремнистыми сланцами, кварцитами, известняками (700 м); выше залегают граувакки, кремни, мраморы, metabазальты, гиадокластиты (250–300 м). Общая мощность сводного разреза верховий реки Мос 1500 м.

Характерно, что значительные массы ультрабазитов и габброидов залегают в аллохтонах, в основании которых фиксируются зоны меланжа. Синседиментационные перемещения крупных блоков, в том числе вдоль пологих дизъюнктивов, обуславливают появление олистостром среди слоев верхов приведенного разреза. Олистостромы состоят из темно-серого и черного слоистого, смятого в мелкие складки ороговикованного кремнисто-грауваккового базиса, насыщенного неориентированными олистолитами лейкогаббро, перидотитов, кварцитов размерами до 10 м.

Габбро-нориты и амфиболовые лейкогаббро, характерные для верхних частей шарьированных масс, встречены также и в неперемещенных фациях. Им сопутствуют дайки и силлы офитовых габбро и диабазов (Коробейников, Исаков, 1981).

Таким образом, на юго-восточном фланге Каа-Хемской линейной зоны выявлена полная офиолитовая ассоциация со сложными, но характерно выраженными взаимоотношениями ее членов. Становление слоистых и интрузивных компонентов ассоциации четко коррелируется по возрасту с базитовыми магматическими проявлениями долонской свиты. Данные сопоставления подтверждаются практически непрерывным прослеживанием отдельных элементов меланократового комплекса долонской свиты в "истоки" Каа-Хемского палеожелоба. Существенно, что в этой части линейной структуры также выявляется характерная для значительных площадей востока Тувы антидромная направленность магматических проявлений, заключающаяся в последовательной смене корового липаритового вулканизма актами становления офиолитов.

Структуры линейной эвгеосинклинали Каа-Хемского палеожелоба протягиваются на северо-запад в бассейн р. Ужэп, где маркируются аналогичным формационным комплексом. Здесь типичными членами его полных разрезов являются турбидиты, палеобазальты, кварциты, ас-

социрующие с гипербазитами и офиолитовыми габбро. По данным В.П.Коробейникова, В.М.Исакова, Т.А.Ковязиной, строение комплекса выполнения древнего желоба в бассейне р.Ужеп отражает его первичное морфоструктурное разделение на углубленную осевую часть и приподнятую террасу восточного борта, сложенных субсинхронными отложениями, сопоставляемыми с рифейско-кембрийским комплексом описанных выше районов. Кембрийский возраст верхов этих отложений доказан находкой трилобита в известняках, слагающих риф, по-видимому, барьерного типа, приуроченный к сочленению двух названных частей палеожелоба.

В пределах Каа-Хемской зоны здесь располагается Ужепский массив гипербазитов, а в ее восточном борту — крупнейший в регионе Хангинский массив ультрабазит-базитов полосчатого комплекса офиолитов.

Строение осевой части Каа-Хемского палеожелоба в бассейне р.Ужеп иллюстрируется сводным разрезом района р.Кундус, составленным нами совместно с Т.А.Ковязиной (снизу вверх):

1) черные кварциты, кремнистые сланцы, окремненные известняки, метаморфизованные гнаукластиты — 250–300 м;

2) "блестящие сланцы", переслаивающиеся с метаморфизованными гнаукластитам, метабазальты. "Блестящие сланцы" произошли при метаморфизме главным образом пелитов и алевролитов и насыщены слюдястыми минералами, встречаются разности углеродисто-кремнистого состава. Породы инфильтрованы дайками офиолитовых габбро, серпентинитами, фиксируются зоны серпентинового меланжа; мощность около 500 м;

3) мраморизованные известняки, загрязненные туфовым материалом, редкие покровы метабазальтов; породы вмещают дайки и силлы метадиабазов и габброидов; мощность пачки 1500 м;

4) кварциты, метаморфизованные гнаукластиты, туфопесчаники, мраморизованные известняки с вулканокластической основой состава. В основании пачка вмещает шпировые олистостромы с олистолитами габбро и кварцитов. Мощность варьирует от 700 до 1800 м.

Суммарная мощность разреза около 4000 м.

На крайнем западе в бассейне р.Тапса Каа-Хемскую зону выполняет тапсинская свита верхов раннего кембрия, сложенная известняками, терригенными породами и вулканитами андезитового состава. Мощность свиты, по М.К.Винкман и др. (1979), не менее

500 м, а по Н.С.Бухарову (1983), более 4000 м. Возможно, последний автор отнес к кембрию частично более древний комплекс ондумской свиты. Можно полагать, что тапсинская андезитовая моласса этапа зрелой островной дуги залегает на подстилающих образованиях несогласно (Винкман и др., 1979).

В соответствии со стратиграфическими построениями А.Б.Гинцингера, М.К.Винкман, А.Ф.Фефелова (1979) Агардагскую зону (палеожелоб) составляет позднерифейско-вендский комплекс, состоящий из граувакк, кварцитов, углеродистых сланцев, карбонатных пород и палеобазальтов. Названные авторы считают, что он состоит (снизу вверх) из шурмакской, кускунутской, уланэргинской и карахольской свит, образовавшихся в указанном выше диапазоне возраста. Общая мощность слоистого комплекса не менее 3000 м. Не исключено, что его верхние карбонатные части имеют раннекембрийский возраст. Базальные грубообломочные граувакково-силицилитовые слои, отнесенные А.Б.Гинцингером и его соавторами к шурмакской свите верхнего рифея, стратиграфически не соответствуют отложениям, описанным под этим названием А.В.Ильиным и В.М.Моралевым (1958). Заведомо кембрийские отложения, относимые разными исследователями к серлигской либо к ирбитейской свитам, — терригенные породы и вулканы контрастного, в том числе андезитового состава — непосредственно в структуре Агардагской зоны залегают на нижележащем комплексе с перерывом и несогласием, являясь здесь стратиграфическим и палеотектоническим аналогом островодужной формации тапсинской свиты Каа-Хемской зоны. Их мощность 1700 м.

В Агардагской зоне широко распространены альпинотипные гипербазиты, слагающие крупнейший в Туве Агардагский массив. Габброиды Кара-Шатского массива, тесно структурно-пространственно связанные с альпинотипными гипербазитами, относятся к полосчатому комплексу офиолитов.

По набору типоморфных признаков основной объем позднерифейско-раннекембрийского выполнения линейных Каа-Хемской и Агардагской зон относится к граувакково-кремнисто-диабазовой формации, впервые в пределах Саяно-Алтайской области выделенной в Западном Саяне в качестве древнего гомолога францисканской офиолитовмещающей формации Калифорнии (Исаков, 1974).

Обсуждение результатов

Слоистые и интрузивные компоненты полной офиолитовой ассоциации являются инвариантным (независимым) "сквозным" членом разнофациального салаирского мегакомплекса Восточной Тувы. Особенности становления офиолитовых ассоциаций в салаиридах Саяно-Алтайской области исключают значительную асинхронность событий этапа этого становления. В Восточной Туве базальты и силицилиты офиолитовой ассоциации фиксируются в нижних и средних частях айлыгской и ноганойской свит, в верхах долонской свиты, слагают значительный объем накоплений чахыртойской свиты, маркируя в соответствии с приведенными стратиграфическими привязками приблизительно один уровень максимальной активности мантийных процессов (см. рис.2). Становление полных офиолитовых ассоциаций в рифтоподобных линейных Агардагской и Каа-Хемской зонах имеет несколько более широкий диапазон возрастных привязок. Приведенный анализ свидетельствует также о приблизительной синхронности событий кислого вулканизма в пределах центральных частей Восточно-Тувинского региона.

Отложения верховий р.Каа-Хем относились к протоорогенному классу главным образом благодаря молассоидному облику части из них и наличию в разрезах кислых вулканитов (Абрамов и др., 1972; Исаков и др., 1981). Близковозрастное чередование раннемолассовых, коровых вулканических и офиолитовых образований является свидетельством деструктивной природы палеоструктур. Основываясь на наших материалах, А.В.Ильин (1982) выделяет в Восточной Туве крупную палеорифтовую зону, аналогичную омежным Дархатско-Хубсугульскому и Сархойско-Китойскому палеорифтам. Бимодальный характер состава развитых здесь вулканоплутонических комплексов А.В.Ильин относит к главным признакам их рифтинговой природы.

Закономерно проявляющуюся конвергентность формаций, овеещающих рифтинг и орогенез, отмечал К.В.Боголепов (1985). Представленные материалы о совмещении признаков орогенической активизации и глубоких деструктивных преобразований древней коры, связанных с нарушением всей ее структуры, могут свидетельствовать, что эти явления обусловлены одной причиной, к которой В.П.Коробейников и В.М.Исаков относят внедрение мантийного диопира (Коробейников, Исаков, 1981; Коробейников и др., 1980). Из-

вестно, что глубинный диапиризм обуславливает возникновение рифтинговых тектономагматических систем, динамика развития которых принципиально моделирует главные моменты развития Восточно-Тувинской палеодеструкционной зоны.

Как подчеркивалось раньше (Коробейников, Исаков, 1981), интенсивные тепловые потоки начальных стадий диапиризма генерировали кислые коровые анатектические магмы и возбуждали соответствующие вулканические процессы. Характерно, что, например, в кайнозойской рифтовой системе Красного моря и Эфиопии объемы кислых вулканитов начальных стадий рифтообразования коррелируются с мощностью сиалической части коры (Альмухамедов и др., 1985). Представляется логичным, что область распространения кислых вулканоплутонических комплексов в центре Восточно-Тувинского региона совпадает с блоком максимально мощной гранитной составляющей коры салаирского этапа, приуроченного к центру палеокупольной структуры диапира.

Упомянутая Красноморско-Эфиопская рифтовая система является примером сочленения трех крупных рифтов в районе Афарской депрессии, расположенной в эпицентре генерирующего рифтинг мантийного диапира. Строение Афарской депрессии кайнозойд моделирует палеоструктуру районов распространения древних ареальных ультрабазит-базитовых ассоциаций. А.И.Альмухамедов и его соавторы (1985) отметили, что в данном регионе имеет место полный набор магматических пород, аналогичных разрезам офиолитовых комплексов, в том числе встречены и гипербазиты рестита. Согласно этим авторам, магматогенно-тектонический рельеф Афарской депрессии представляет сложную картину пересечения сбросов, глубоких вулканических грабенов, открытых трещин, отдельных вулканов и вулканических хребтов. Ф.Барбери и Ж.Варе (1981) считают, что общая картина в Афарской области напоминает сложную мозаику из небольших микроплит, расположенных в районе сочленения крупных плит. Можно полагать, что в любом случае "офиолитогенный" рельеф в описанной области Восточно-Тувинских офиолитовых ареалов в принципе напоминал сложную морфоструктурную картину района Афарской депрессии. Как указывалось, контрастность рельефа этапа кульминации мантийного магматизма в Восточной Туве была велика: в субсинхроничных офиолитам олистостромах тектоно-эрозионного происхождения встречены олистолиты верхов полосчатого комплекса. Каа-

Хемскую и Агардагскую рифтоподобные зоны предлагается рассматривать в качестве радиальных мегатрещин, закономерно возникших над структурой диаширового палеокуполо (Коробейников, Исаков, 1981). Нетрудно видеть, что такие динамические обстановки стандартно реализованы в кайнозойдах Красноморско-Эфиопского региона.

Анализ этих обстановок позволяет предполагать наличие прямых генетических связей между базальтами позднего рифея-кембрия и расслоенными ультрабазит-базитовыми породами мажальского комплекса востока Тувы: плутоны последних можно рассматривать как консолидированные очаги промежуточной дифференциации мантийных магм. Аналогичный характер связей для офиолитовых комплексов других регионов устанавливается многими геологами (Альмухамедов и др., 1985; Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Phallaster, 1981). Обстановки, приводящие к распространению этих членов офиолитового комплекса на больших площадях в Восточной Тувe, характеризуются растяжением коры в условиях, удачно названных Ю.М.Пушаровским и С.В.Руженцевым "рассеянным спредингом" (Пушаровский, Руженцев, 1985), или по крайней мере являются разновидностями последнего.

Нами неоднократно подчеркивалось, что весь офиолитовмещающий комплекс Восточной Тувы относится к типичному выполнению деструкционных палеовпадин - гомологов изометричных задуговых прогибов зоны перехода "океан-континент" Западно-Тихоокеанского типа (Коробейников и др., 1980), возникших в результате деструкции континентальной коры.

В системе салаирских палеоморфоструктур Саяно-Алтайской области и Монголии выделяется ряд таких палеовпадин, родственных Восточно-Тувинской (рис.3): Окинско-Ильчирская, Хубсугульская, Восточно-Саянская, а также Джидинская и Идерская. В пределах последних, кроме офиолитовых базитов, широко развиты андезиты возможных островных палеодуг 2-го порядка. В тыловой части впадин располагается Сибирский палеоконтинент и эпиконтинентальное (платформенное) море.

Деструкции подверглась кора салаирского шельфа древней зоны перехода. Впадины и массивы менее нарушенной коры образуют, по выражению Б.М.Чикова (1985), "клавишную систему блоков шельфа и континентального склона", весьма характерную для внешних окраинно-континентальных зон областей перехода "океан-континент".

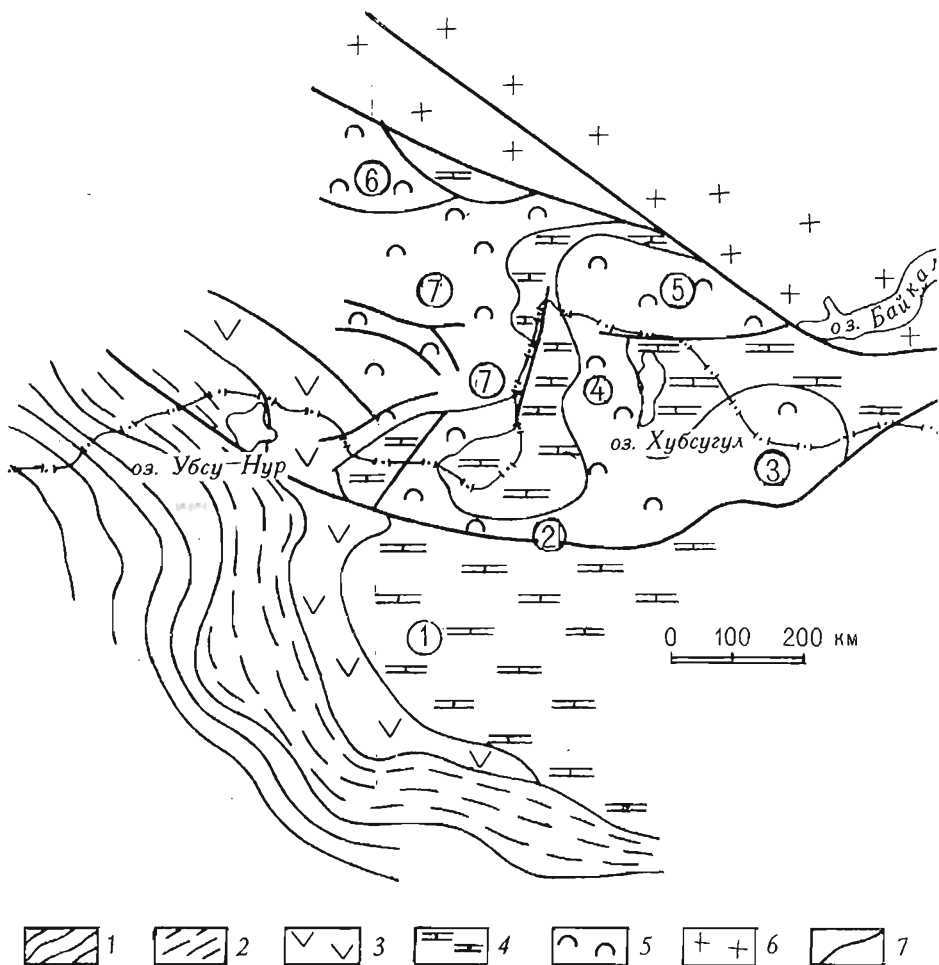


Рис.3. Главные морфоструктурные комплексы салаирской активной континентальной окраины на востоке Саяно-Алтайской области и в Монголии (при составлении использованы материалы А.В.Ильина, А.Б.Дергунова, Б.Лувсанданзана и др.).

1-6 - палеоморфоструктурные комплексы: 1 - глубоководного желоба (зона Монгольского Алтая); 2 - внешней островной дуги - аккреционной призм (Озерная зона); 3 - внутренней островной дуги (Дагандельско-Ханхуйская зона); 4 - шельфа окраинного моря (в том числе - цифры на схеме - 1 - Дзабханская зона); 5 - деструкционных впадин (в том числе - цифры на схеме - 2 - Идерской, 3 - Дзидинской, 4 - Хубсугульской, 5 - Окинско-Ильчирской, 6 - Восточно-Саянской, 7 - Восточно-Тувинской); 6 - палеоконтинента, 7 - границы зон и разломы.

В данном случае реликты ненарушенной коры являются морфоструктурными гомологами сиалических поднятий типа Ямато в кайнозойдах Японского моря и типа Омолонского массива в мезозойдах Алазейско-Олойской деструкционной палеовпадины на Северо-Востоке СССР.

По-видимому, Дзабханская зона относится к той части салаирского шельфа, структура которого также не была подвержена интенсивным деструкциям, но достаточно устойчиво погружалась: на субсеквентных вулканитах позднего рифея здесь с несогласием залегает мощный венд-кембрийский комплекс карбонатных пород (Дергунов, Лувсанданзан, 1984). Дзабханская часть шельфа пространственно приближена к линейным элементам салаирской активной континентальной окраины.

К последним относятся следующие типичные палеоморфоструктуры I-го порядка. Дагандельско-Ханхухэйская островная палеодуга, выполненная спилито-кератофировыми и андезитовыми вулканическими формациями позднего рифея (?), венда, кембрия (Дергунов, Лувсанданзан, 1984), является древним гомологом внутренних вулканических дуг кайнозойских зон перехода. Непосредственно западнее расположены структуры Озерной зоны Монголии, в пределах которой широко развита офиолитовая серия позднего рифея (?) — раннего кембрия. Меланократовые образования Озерной зоны в системе салаирских геоструктурных элементов относятся к гомологам внешних невулканических дуг, большей частью отождествляемых с аккреционными призмами тыловых частей глубоководных желобов. В данном случае гомологом глубоководного желоба является зона Монгольского Алтая, в комплексе основания которой (Кобдинская структура) устанавливается офиолитовая ассоциация венда-кембрия, аналогичная офиолитам Озерной зоны, а главное выполнение представлено кембро-ордовикскими турбидитами горноалтайской серии (Дергунов, Лувсанданзан, 1980). К структурному продолжению Озерной зоны в пределах Горного Алтая относится меланократовая зона Катунского антиклинория, а Монгольского Алтая — зона Ануйско-Чуйского синклинория, основание которой также выполнено офиолитовыми и другими меланократовыми образованиями позднего рифея-раннего кембрия (?), перекрытыми турбидитами кембрия-ордовика.

Представления о существовании в пределах Саяно-Алтайской области и Монголии в указанные отрезки геологической истории активной континентальной окраины западно-тихоокеанского типа в

значительной степени базируется на выявлении стратиграфических и структурных аспектов инициального, в том числе и офиолитового магматизма. Особо отметим, что возможности актуалистичной типизации структур Саяно-Алтайской области для выявления среди них гомологов островодужных систем современных зон переходов востока Азии впервые широко использовал А.П.Щеглов, выделивший Озерную зону Монголии в качестве существенного элемента системообразующих структур I-го порядка (Иванкин и др., 1974; Щеглов и др., 1983). Идеи А.П.Щеглова нашли отражение в настоящей статье.

Приведенные материалы о стратиграфических аспектах офиолитов Восточной Тувы позволили найти закономерное место ее структур в системе элементов древней континентальной окраины: прогиб востока Тувы, так же, как и ряд родственных прогибов, является гомологом задатковых впадин кайнозойских островодужных систем. Такая типизация древних структур имеет немаловажное значение для выводов о разноранговой металлогенической зональности.

В заключение отметим, что некоторые разрезы офиолитов сапайрида Восточной Тувы являются показательными объектами по полноте компонентов, типичности их взаимоотношений, структурной компактности и хорошей обнаженности. Это относится в первую очередь к офиолитам районов рек Айлыг, Ужеп и востока нагорья Сангилена.

Литература

АБРАМОВ А.В., ИСАКОВ В.М., КОРОБЕЙНИКОВ В.П. Позднерифейско-раннекембрийский орогенный прогиб Восточной Тувы. - Тр. СНИИПТИМСа, вып. 146. Новосибирск, 1972, с. 29-37.

АЛЕКСАНДРОВ Г.П. Стратиграфия протерозойских и раннекембрийских отложений Сангилена. - В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 5. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1961, с. 37-39.

АЛТУХОВ Е.Н., СМЕРНОВ А.Д. Главнейшие структуры рифей юга Сибири. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 44, № 1, с. 49-60.

АЛЬМУХАМЕДОВ А.И., КАШИНЦЕВ Г.Л., МАТВЕЕНКОВ В.В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.

БАРБЕРИ Ф., БАРЕ Ж. Афарская зона сочленения рифтов. - В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 51-53.

БОГОЛЕПОВ К.В. Типы структурных элементов и эволюция земной коры. Новосибирск: Наука, 1985. 296 с.

БУХАРОВ Н.С. Нижний кембрий Восточной Тувы. — Автореф. канд. дисс...Новосибирск, 1983. 16 с.

ВИНКМАН М.К., ФЕДЕЛОВ А.Ф., СТЕПАНОВА М.В. К стратиграфии верхнедокембрийских вулканогенных образований Тувы. — Тр. СНИИГТИМСа, вып. 268. Новосибирск, 1979, с. 130–140.

ГЕОЛОГИЯ СССР. Тувинская АССР. Т. XXIX. Кн. I. М.: Недра, 1966. 459 с.

ГИБШЕР А.С., ПАК К.Л., ЧУЧКО В.Н., ШИБАНОВ В.И. Проблемы стратиграфии позднего докембрия и кембрия Сангилена (Тува). — В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 3–19.

ГИНЦИНГЕР А.Б., ВИНКМАН М.К., ФЕДЕЛОВ А.Ф. Строение разреза отложений докембрия нагорья Сангилена. — Тр. СНИИГТИМСа, вып. 268. Новосибирск, 1979, с. 92–119.

ДЕРГУНОВ А.Б., ЛУВСАНДАНЗАН Б. Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии. — Геотектоника, 1984, № 3, с. 40–52.

ДЕРГУНОВ А.Б., ЛУВСАНДАНЗАН Б., ПАПЛЕНКО В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.

ДЕРГУНОВ А.Б., ХЕРАСКОВ Н.Н. О тектонической природе выступов древнего фундамента в каледонидах Горного Алтая и Западного Саяна. — Геол. и геофиз., 1985, № 6, с. 13–20.

ЗОНЕНШАЙН Л.П., КУЗЬМИН М.И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 19–42.

ИВАНКИН П.Ф., ФОТИАДИ Э.Э., ЩЕГЛОВ А.П. Опыт построения моделей тектоносферы подвижных поясов. — Геотектоника, 1974, № 5, с. 35–51.

ИЛЬИН А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.

ИЛЬИН А.В., МОРАЛЕВ В.М. О докембрии нагорья Сангилена. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, вып. I, с. 37–41.

ИСАКОВ В.М. Западный Саян в позднем рифее–раннем кембрии. — Автореф. канд. дисс...Томск, 1974. 23 с.

ИСАКОВ В.М. Положение в разрезе и строение офиолитового комплекса на востоке нагорья Сангилена (Тува). — В кн.: Поздний

докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986, с.87-91.

ИСАКОВ В.М., КОРОБЕЙНИКОВ В.П., АБРАМОВ А.В. Стратиграфия докембрия западной части Восточно-Тувинского орогенного прогиба. - В кн.: Актуальные вопросы геологии докембрия Сибири. Новосибирск, 1981, с.36-42.

КОВАЛЕВСКИЙ В.Е., БОГНИБОВ В.И., ПОЛЯКОВ Г.В., МЕХАНО-ШИН А.С. Дутдинский расслоенный перидотит-пироксенит-габбровый плутон в Северо-Восточной Туве. - В кн.: Петрология и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1983, с.48-83.

КОЛМАН Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.

КОРОБЕЙНИКОВ В.П., ИСАКОВ В.М. Структура сопряжения Каа-Хемской и Восточно-Тувинской зон и формирование древнего желоба-разлома. - Геол. и геофиз., 1981, № II, с.18-28.

КОРОБЕЙНИКОВ В.П., ИСАКОВ В.М., АБРАМОВ А.В., БОГНИБОВА Р.Т., СВЕТИЛИЦКИЙ Н.И., ЩЕННИКОВ А.Д. Стратиграфия верхнего докембрия Восточной Тувы. - Тр. СНИИГГиМСа, вып.268. Новосибирск, 1979, с.120-129.

КОРОБЕЙНИКОВ В.П., ЩЕГЛОВ А.П., СУРКОВ В.С., ИСАКОВ В.М. Ареальные офиолиты Восточной Тувы и диапировая модель развития структурных элементов подвижных поясов. - Геол. и геофиз., 1980, № 9, с.19-33.

МАЛЫЦЕВ Ю.Н., МЕЖЕЛОВСКИЙ Н.В. Новые данные по биостратиграфии рифея Сангилен. - В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1967, с.376-380.

МЕЖЕЛОВСКИЙ Н.В. Тектоническое развитие Саяно-Тувинской складчатой системы в позднем докембрии и раннем палеозое. Автореф. канд. дисс. Красноярск, 1971. 24 с.

МЕЛЯХОВЕЦКИЙ А.А., НИКИТИЧИН П.А. Новые данные по геологии и петрографии гипербазитовых массивов бассейна р.Билин. - В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып.3. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1974, с.42-55.

МУСАТОВ Д.И. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. Автореф. канд. дисс. Красноярск, 1966. 113 с.

ПУЩАРОВСКИЙ Ю.М., РУЖЕНЦЕВ С.В. Спрединг в развитии океанических структур. - Докл. АН СССР, 1985, 280, № I, с.182-185.

РОГОВ Н.В. Нижнекембрийская туфо-граувакковая формация нагорья Сангилен (Тува). - Тр. СНИИГТИМСа, вып.91. Новосибирск, 1969, с.113-117.

СУРКОВ В.С., БОГНИБОВА Р.Т., ЩЕГЛОВ А.П., КОРОБЕЙНИКОВ В.П., МОРСИН П.И. Устойчивые массивы Алтае-Саянской области. - В кн.: Комплексное геолого-геофизическое и металлогеническое изучение устойчивых массивов. Кемерово, 1979, с.3-5.

ЧИКОВ Б.М. Основы методологии тектонического районирования. Новосибирск: Наука, 1985. 163 с.

ЩЕГЛОВ А.П., КОРОБЕЙНИКОВ В.П., МОРСИН П.И. Тектоника складчатых областей Сибири. - В кн.: Проблемы геологии, геофизики и минерального сырья Сибири. Новосибирск, 1983, с.69-79.

PHALLASTER I.S., HOPSON C.A. Samail ophiolite plutonic suite : field relations, Phase variation, criptie variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. - Journ. Geophys. Res., 1981, v.86, N 84, p.2593-2644.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
ХОМЕНТОВСКИЙ В.В., КАРЛОВА Г.А. О нижней границе пестроцветной свиты в бассейне р.Алдан	3
СУХОРУКОВ В.И. Опорные разрезы верхнего рифея хребта Улахан-Бам	23
КАЦ А.Г., ФЛОРОВА З.Б. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя южного склона Оленекского поднятия	65
ЯКШИН М.С. Микробиота котуйканской свиты билляхской серии Анабарского поднятия	84
ШЕНФИЛЬ В.Ю. Стратиграфия доусольских отложений южной части Сибирской платформы в свете новых данных . .	99
БРАГИН С.С., КОМИССАРОВА Р.А. Палеомагнитный разрез карагасской серии верхнего докембрия по р.Бирюсе (Присаянье)	121
СОСНОВСКАЯ О.В. Морфология и систематика докембрийских окаменелостей семейства Trididae (Camasiida) . .	142
ИСАКОВ В.М., ЖАБИН В.В. Стратиграфические аспекты офиолитового магматизма Восточно-Тувинского региона и его место в структуре салаирид Саяно-Алтайской области и Монголии	156

Доп. темат. план выпуска изданий СО АН СССР, 1986,
поз. 35

ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ И РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ СИБИРИ.
СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА И ВНЕШНЯЯ ЗОНА
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Сборник научных трудов

Ответственный редактор

Всеволод Владимирович Хоментовский

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы

Л.А. Довгаль, З.В. Белоусова

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 15.12.86. МН 12333.
Бумага 60×84/16. Печ. л. 11,25 + 1 вкл. Уч.-изд. л. 10,3.
Тираж 400. Заказ 361. Цена 75 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск 90. Ротапринт.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР предлагает следующие книги по палеонтологии и стратиграфии

1. Граница плиоцена-плейстоцена на севере Чукотки (по фораминиферам) / В.И.Гудина, В.А.Лаштабег, Л.К.Левчук и др. Новосибирск, 1984. 103 с. 0-40 коп.
2. Проблемы и методы изучения ископаемых почв: Метод. рекомендации / Состав.: М.И.Дергачёва, В.С.Зыкина, И.А.Волков. Новосибирск, 1984. 79 с. 0-30 коп.
3. Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь: Сб. науч.тр. / Отв.ред. В.В.Хоментовский. Новосибирск. 1984. 147 с. 0-60 коп.
4. Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири: Сб.науч.тр./ Отв.ред. А.В.Каныгин. Новосибирск, 1985. 19 с. 0-55 коп.
5. Использование глауконита в геохронологии: Метод. рекомендации / Состав. И.В.Николаева. Новосибирск, 1986. 47 с. 0-20 коп.
6. Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология / Отв.ред. В.В.Хоментовский. Новосибирск, 1986. 165 с. 0-70 коп.
7. Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции / Отв.ред. В.В.Хоментовский. Новосибирск, 1984, 125 с. 0-50 коп.
8. Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей / Отв.ред. В.В.Хоментовский. Новосибирск, 1985, 150 с. 0-65 коп.

Необходимые Вам издания могут быть высланы наложенным платежом.

Заказы направляйте по адресу:

630090, Новосибирск, 90, Университетский пр.3,
ИГиГ СО АН СССР. РИО.