

СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.24.72(571)

НЕОПРОТЕРОЗОЙ СЕВЕРА СИБИРСКОГО КРАТОНА

В.В. Хоментовский

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Принципиально уточнена схема районирования севера Сибирского кратона. Доказано, что там можно выделить ту же последовательность структурных элементов, что и на юге: океанический блок, перикратонный прогиб и пояс внутрикратонных депрессий. Каждая из этих структур может быть, в свою очередь, расчленена на несколько структурно-фациальных зон. В неопротерозое всех названных структурных элементов теперь, как и на юге, удалось обособить три основные этапа развития, соответствующих маянию, байкалию и венду.

Наиболее существенные изменения произведены в определении возраста многих ранее выделенных стратиграфических подразделений. Доказано, что дебенгдинская и нижнеюсмастакская свиты севера Сибирской платформы соответствуют керпылию, а не аймчанию. Обосновано исключительное значение карбонатного маркера, охарактеризованного окаменелостями лахандинского горизонта во всех структурных элементах севера Сибирского кратона. В состав него входят: верхнеюсмастакская, хайпахская, нэлэгерская, сизэчанская и несколько более сложная по составу уджинская свиты пояса внутрикратонных депрессий; чернореченская и одновозрастная ей медвежинская свиты перикратонного прогиба, а также колосовская и каньонская свиты Таймыра. Сделать это удалось в основном потому, что в смежных районах Сибири пересмотрена биостратиграфическая принадлежность многих таксонов строматолитов и микрофоссилий. Исключена возможность использования для отнесения к байкалию и даже венду медвежинской и колосовской свит на основании микрофитоцитов каланчевского комплекса. В результате доказано, что на севере Сибири полностью отсутствует байкалий. Приводится наша аргументация того, что это связано не столько с предвендским размывом, сколько, в значительной мере, с прекращением на всей рассматриваемой территории осадконакопления в связи с поднятием, обусловленным предбайкальскими событиями.

Существенно уточнен возраст океанических вулканогенно-осадочных и вулканогенных отложений в Чукчинско-Борзовской и Ждановской структурно-фациальных зонах Северного Таймыра. Доказано, что они соответствуют только маянию. Сделать это удалось, показав, что широкие поля, сложенные островодужными вулканогенными комплексами маяния секутся узкими пластообразными телами офиолитов, связанными с предбайкальским рифтогенезом. В итоге было полностью подтверждено заключение В.Е. Хаина о двух основных рубежах развития Таймыра — гренвильском (1100 млн лет) и раннебайкальском (850 млн лет). Как удалось показать, эти события обусловили также сущность неопротерозойского этапа развития всего севера платформы: в маянии образование суперконтинента Родиния, а в байкалии начало его распада. В венде после значительного перерыва продолжали развиваться наложенные прогибы, заложенные еще в байкалии.

Верхний рифей, венд, микрофоссилии, строматолиты, геохронология, внутрикратонные депрессии, перикратонный прогиб, океанический блок, микроконтиненты, Сибирский кратон.

THE NEOPROTEROZOIC OF THE NORTHERN SIBERIAN CRATON

V.V. Khomentovsky

The scheme of regionalization of the northern Siberian craton has principally been amended. It is proven that the structural features distinguished in the north are the same as in the south: oceanic block, pericratonic trough, and belt of intracratonic depressions. Each of these structures can be, in turn, divided into several structure-facies zones. As in the south, three main stages of development have been established in the Neoproterozoic of the above structural features, which correspond to the Mayanian, Baikalian, and Vendian.

The most considerable modifications are made in dating of the earlier established stratigraphic divisions. It is proven that the Debengda and Lower Yusmastakh Formations of the northern Siberian Platform correspond to the Kerpylian. The carbonate marker characterized by fossils of the Lakhanda Horizon plays an extremely important role in all structural features of the northern Siberian craton. It comprises the Upper Yusmastakh, Khaipakh, Neleger, Sietachan, and somewhat more complicated Udzha Formations of the belt of intracratonic depressions; Chernaya Rechka and coeval Medvezh'ya Formations of the pericratonic trough, as well as the Kolosov and Kan'yon Formations of Taimyr. These modifications were promoted by a revision of biostratigraphy

of many taxa of stromatolites and microfossils in the adjacent regions of Siberia. The use of microphytoliths of the Kalanchevo Complex permitted us to exclude dating the Medvezh'ya and Kolosov Formations to the Baikalian and Vendian. Thus, it was proven that the Baikalian is completely missing from northern Siberia. We argue that this is hardly due to the pre-Vendian erosion. Most likely, sedimentation was terminated throughout the area under study because of the rise caused by pre-Baikalian events.

The age of the oceanic volcanosedimentary and volcanogenic deposits in the Chukchi-Borzov and Zhdanov structure-facies zones is essentially refined. We succeeded in refining as we show that the wide fields made up of the Mayanian island-arc volcanogenic complexes are cut by narrow tabular bodies of ophiolites related to the pre-Baikalian rifting. As a result, we have corroborated the conclusion by V.E. Khain that there are two main borders of the Taimyr evolution: Grenvillian (1100 Ma) and Early Baikalian (850 Ma). We showed that these events were responsible for the essence of the Neoproterozoic stage of the whole northern platform: formation of the Rhodinia supercontinent in the Mayanian and the beginning of its breakup in the Baikalian. In the Vendian, after a large gap, the superimposed troughs initiated as early as the Baikalian continued to develop.

Upper Riphean, Vendian, microfossils, stromatoliths, geochronology, intracratonic depressions, pericratonic trough, oceanic block, microcontinents, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

Результаты наших исследований неопротерозоя Сибирского кратона в основном были опубликованы для его южной периферии. По северу региона в печать попали лишь данные, связанные с венд-кембрийским интервалом разреза и обоснованием границы кембрия и докембрия [1, 2]. Основной задачей предлагаемой статьи является выяснение, насколько установленные на юге закономерности стратиграфического расчленения неопротерозоя и обусловившая их специфика истории развития кратона соответствуют информации по его северной части. Напомним, что на юге между средним рифеем (аимчанием) и вендом (юдомием) выделяются два крупных стратиграфических подразделения — маяний и байкалий [3, 4]. Они, как и завершающий неопротерозой венд, разделены принципиальными событийными рубежами, достаточно синхронно проявившимися не только в регионе, но и за его пределами [3—6 и др.]. При этом оказалось, что по всей южной периферии платформы наблюдается закономерная смена трех структурных элементов: внутрикратонных депрессий, перикратонных прогибов и примыкающей к платформе окраины океанического блока с заключенными в нем микроконтинентами. Несмотря на принципиальное различие этих структур, в их развитии наблюдается определенная общность и взаимосвязь. Если отмеченные закономерности окажутся свойственными и северной части кратона, то это принципиально увеличит их значение для более общих реконструкций. Пока же, наоборот, обращает на себя внимание определенное различие сравниваемых регионов. На севере Сибирской платформы не выявлено перикратонных прогибов; не обнаружено принципиальное стратиграфическое подразделение неопротерозоя — байкалий [1, 4, 7]. Разрезы позднего докембрия платформы там по составу и мощностям аналогичны внутрикратонным депрессиям юга. Они обнажены в цепочке более поздних поднятий — Анабарского, Уджинского, Оленекского и Хараулахского, вытянутой вдоль края платформы (рис. 1). Общая структура Северного пояса этих депрессий осложнена относительным поднятием, расчлененным Билиро-Уджинским грабеном. Принципиальное значение этого поднятия определяется связанным с ним магматизмом и углублением под ним поверхности фундамента [8].

Аналогом территории с разрезами неопротерозоя, типичными для южных океанических блоков, на севере Сибирского кратона является Горный Таймыр. Там для позднего докембрия также характерны большие мощности и обилие магматических и метаморфических пород. Внутрикратонные депрессии и океанический блок, по нашим представлениям, в неопротерозое были разделены между собой разновозрастным перикратонным прогибом (см. рис. 1), который позднее был погребен под обширной наложенной фанерозойской структурой. На эту мысль наводят специфика подходящих к нему с юго-запада, вдоль края платформы, рифейских толщ Игарско-Норильского региона и увеличение мощностей на Хараулахе. Для обоснования этих заключений ниже будут рассмотрены неопротерозойские отложения каждой из упомянутых структур.

ПОЯС ВНУТРИКРАТОННЫХ ДЕПРЕССИЙ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ранние этапы истории изучения позднего докембрия этой структуры рассмотрены в монографии Б.Р. Шпунта и соавторов [9]. Общий вариант схемы расчленения и корреляции разрезов позднего докембрия всех обнаженных выступов неопротерозоя, от западного склона Анабарского до Хараулахского поднятия включительно, был принят на Новосибирском Всесоюзном совещании 1979 г. [10]. Поэтому фактическая основа варианта стратиграфии, показанного на рис. 2, не требует особых комментариев. Внимания заслуживают лишь определенные различия в отношении трактовки возраста отдельных подразделений, точного местоположения их границ и природы.

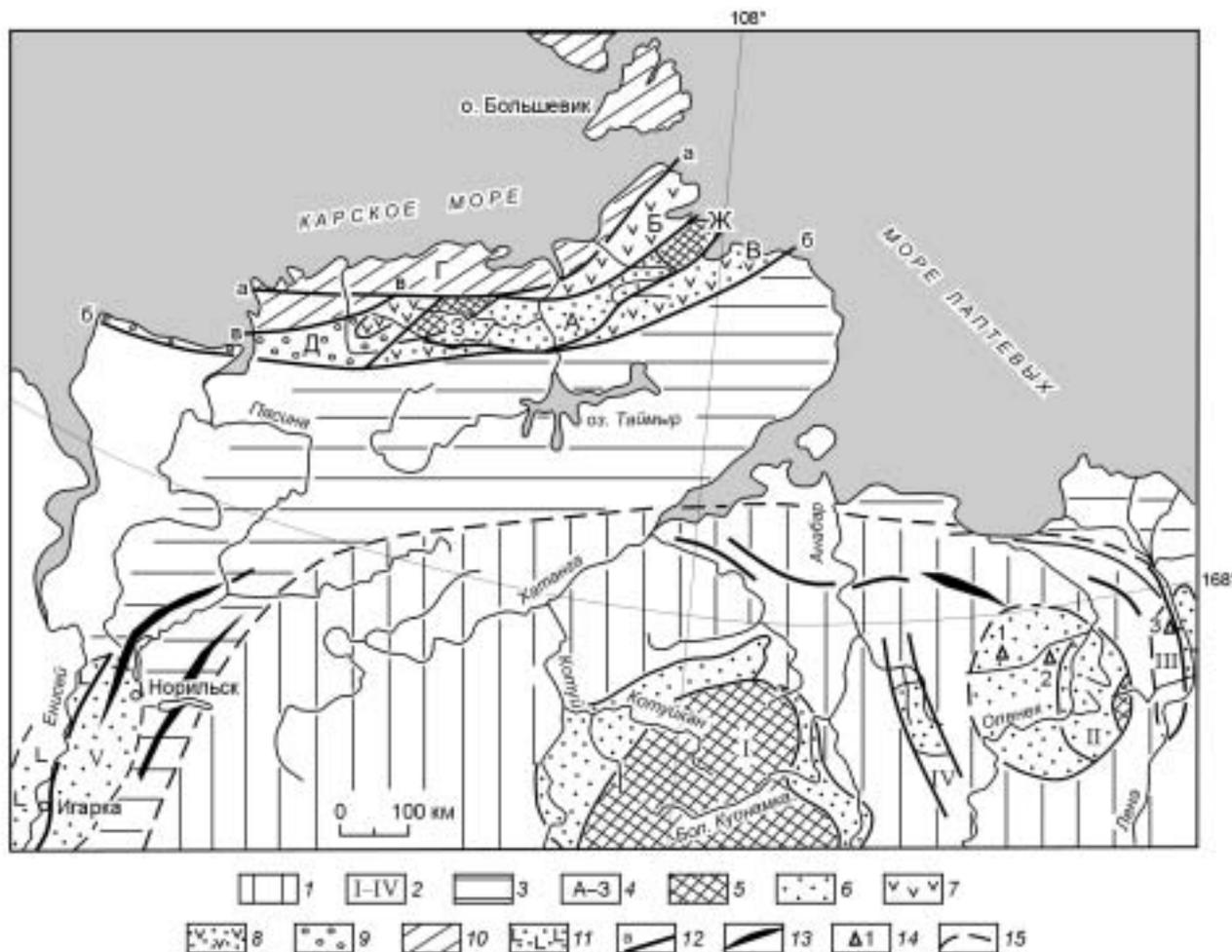


Рис. 1. Схема палеоструктур неопротерозоя севера Сибирского кратона.

1—2 — Северный пояс внутрикратонных депрессий: 1 — необнаженная часть, 2 — обнаженные и вскрытые бурением территории; I — Анабарское поднятие, II — Оленекское поднятие, III — Хараулахское поднятие, IV — Уджинское поднятие. Перикратонный прогиб: 3 — необнаженная часть, V — обнаженный Игарско-Норильский район (обнажения, данные бурения); 4 — палеоструктуры Северного Таймыра — океанический блок: А — Шренковско-Ленинградский микроконтинент; выступы фундамента: Ж — Фаддеевский, З — Шренковско-Мамонтовский; Д — территория, скрытая под верхневендско-каменноугольными отложениями; Б — Чукчинско-Борзовская СФЗ; В — Ждановская СФЗ; Г — Карский микроконтинент; 5—11 — литостратиграфические комплексы: 5 — нижнедокембрийские кристаллические породы; 6—11 — неопротерозойские породы: 6 — терригенные и карбонатные толщи, 7 — вулканогенные толщи, 8 — вулканогенно-сланцево-карбонатные отложения, 9 — терригенные отложения; 10 — флишиодные толщи; 11 — чередование терригенно-карбонатных и вулканогенных толщ. 12—15 — тектонические элементы: 12 — основные разломы Северного Таймыра: а — Главный Таймырский, б — Пясино-Фаддеевский, в — Диабазовый; 13 — структурные линии; 14 — скважины: 1 — Хастырская-930, 2 — Бурская-3410, 3 — Дьяпольская-1; 15 — условная граница между перикратонным прогибом и внутрикратонными депрессиями.

Разрез неопротерозоя Оленекского поднятия наиболее полно охарактеризован прямыми данными о возрасте. Здесь обоснована нижняя граница кембрия по основанию томмотского яруса, а верхний венд уверенно расчленяется на немакит-далдынский и эдиакарский ярусы по палеонтологическим и хемотатиграфическим данным [11, 12]. Обосновывается принципиальная тектоническая перестройка в основании венда [1, 6, 12] и, еще более значительная, между байкалием и маянием, в результате которой осадки байналия полностью выпадают из разреза неопротерозоя [13].

Маянию здесь отвечают две свиты (снизу вверх): дебенгдинская и хайпахская (см. рис. 2). С тектонической перестройкой, предшествовавшей первой из них, связан перерыв в осадконакоплении между арымасскими карбонатами и базальной пачкой дебенгдинской свиты [9]. Для последней характерны пестроцветные грубозернистые песчаники с прослоями брекчий и гравелитов. Несмотря на то, что в общем количество карбонатных пород вверх по разрезу дебенгдинской свиты увеличивается, для нее характерна регрессивная ритмичность [14]. Это, как всегда, создает ошибочное впечатление о тесной связи с подстилающими отложениями, однако явные размывы в основании ритмов и здесь свидетельствуют о

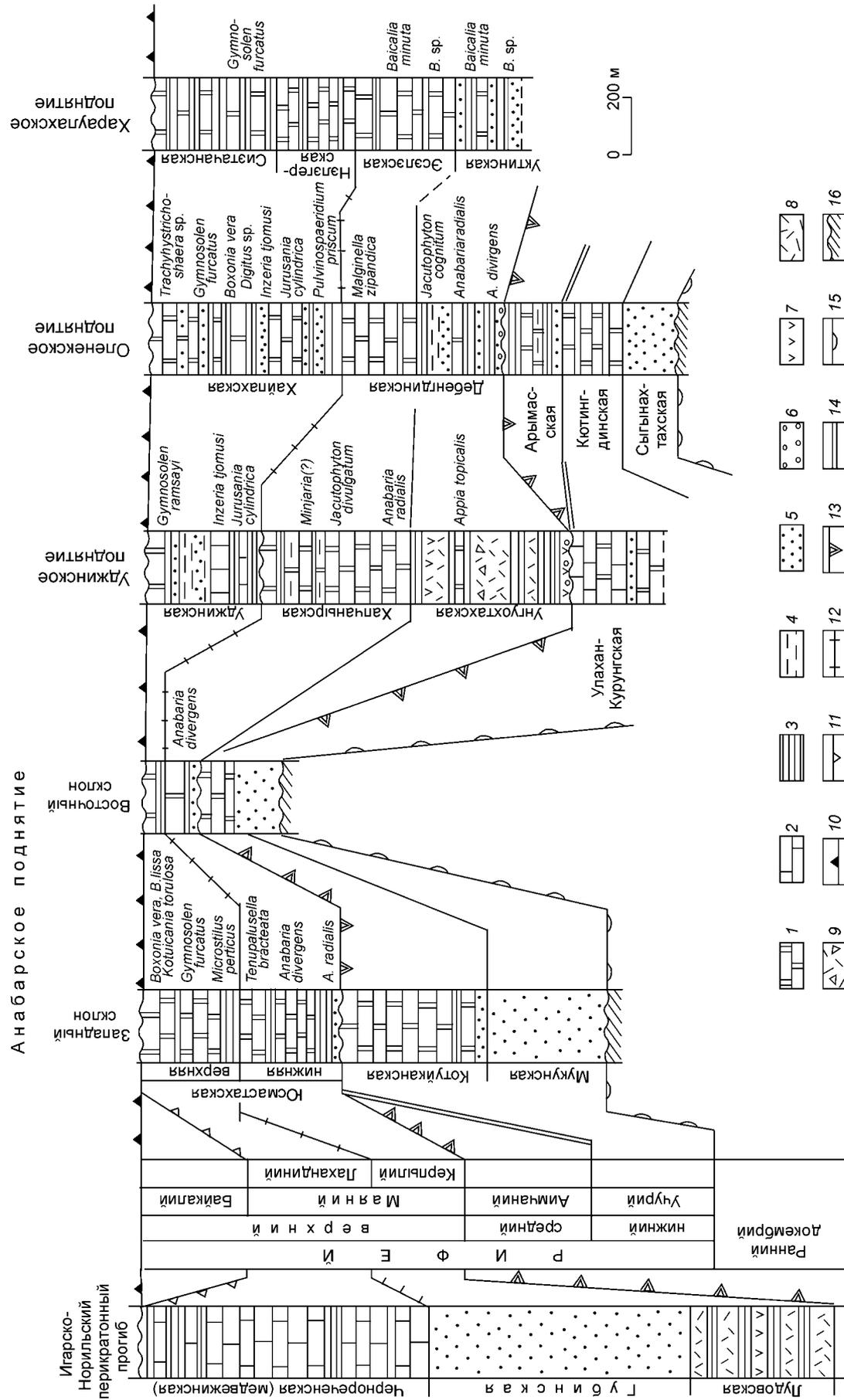


Рис. 2. Корреляция разрезов рифа Северного пояса внутрикратонных депрессий.

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — аргиллиты, сланцы; 4 — алевролиты; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — вулканиты; 8 — туфы, туффиты; 9 — туфобрекчи; 10—15 — нижние границы: 10 — венда, 11 — байкалия, 12 — лахандиния, 13 — керпылия, 14 — среднего рифея, 15 — нижнего рифея; 16 — кристаллический фундамент.

проявлении тектонических событий в основании регрессивных последовательностей разных порядков [15]. Общая мощность дебенгдинской свиты колеблется от 470 до 510 м. В связи с предверхнерифейской перестройкой мощность среднего рифея в регионе гораздо меньше нижнего и верхнего.

В хайпахской свите также намечается общее увеличение количества карбонатных пород вверх по разрезу. Однако среди терригенных разностей, переслаивающихся с карбонатными, здесь преобладают тонкозернистые аргиллиты (в основании разреза битуминозные). В общем намечается достаточно тесная связь дебенгдинской и хайпахской свит. Мощность последней местами достигает 600—650 м. Маяний Оленекского поднятия охарактеризован массой К-Аг датировок по глаукониту, закономерно сменяющих одна другую по разрезу. В дебенгдинской свите этот ряд, начиная с ее основания, характеризуют определения 1140, 1080, 1040 млн лет. Вниз по разрезу его надстраивают цифры — 1170 в кровле арымасской свиты и 1220 в ее середине. В хайпахской свите определения последовательно уменьшаются — 1005, 980, 960, 900 млн лет [14, 16]. Эти данные не только свидетельствуют о верхнерифейском возрасте маяния [4] Оленекского поднятия, но позволяют также относить дебенгдинскую свиту к керпылю, а хайпахскую — к лахандинию. Сделанному заключению, правда, противоречат полученные практически одновременно К-Аг и Rb-Sr определения по тонкообломочным силикатам от 1310 до 1238 млн лет из нижней части дебенгдинской свиты [17]. Авторы, получившие эти цифры, на их основании относят дебенгдинскую свиту к среднему рифею. Однако по двум датировкам, полученным из очень узкого диапазона разреза (около 1/4 одной свиты), трудно исключить влияние на возраст более древнего обломочного материала. В этом отношении охарактеризованный выше непрерывный ряд определений по глаукониту из всего разреза внушает большее доверие. Кроме того, в новых К-Аг датировках отмечаются определенные несоответствия от 1310 до 1238 млн лет вверху, а вниз по разрезу цифры даже уменьшаются [17].

Заключение о верхнерифейском возрасте маяния Оленекского поднятия подтверждают и палеонтологические данные. Общеизвестна близость комплексов строматолитов додебенгдинских отложений с ниже- и среднерифейскими комплексами сибирского гипостратотипа [9, 14]. В частности, для аимчанской серии среднего рифея характерно появление байкалий и светлиелл. Наличие же в хайпахской свите таких таксонов, как *Inzeria*, *Jurusania*, *Kotuicania*, *Boxonia*, *Gymnosolen*, позволяет уверенно относить ее к лахандинскому горизонту [10]. Несколько сложнее с разделяющим их комплексом керпыльского горизонта, который одни исследователи считают верхне-, а другие среднерифейским. Для рубежа, отделяющего маяний от подстилающих отложений как на севере, так и на юге Сибирской платформы, характерно исчезновение многих таксонов, развитых ниже, и массовое появление новых форм. Сложность заключается в том, что состав комплексов керпылия в разных регионах несколько отличен. Например, для дебенгдинской свиты характерны различные *Anabaria*, *Platella*, *Tungussia* и др., а в Учуро-Юдомском регионе их отсутствие возмещает появление *Katavia*, *Conophyton reticulatum*, *Appia topicalis*, *Parmites aimicus*, *Minjaria sacharica* и др. Очень важным для сравниваемых разрезов керпылия является наличие в них *Malginella zipandica*, характерной и для верхнего рифея уральского гипостратотипа.

Хайпахская свита, как уже отмечалось, содержит большинство руководящих форм лахандиния. Однако заявление на этом основании о наличии между керпылием и лахандинием четкой биостратиграфической границы, которую некоторые исследователи считают подошвой верхнего рифея, сомнительно. *Jurusania cylindrica* и *Inzeria tjomusi* появляются лишь в середине хайпахской свиты, а *Kotuicania torulosa* и *Gymnosolen furcatus* — лишь вблизи ее кровли. В нижнюю же треть свиты из дебенгдинской проходят *Jacutophyton multifforme*, *J. cognitum*, *Conophyton lituum*, *C. metula*. Аналогичным образом достаточно постепенно происходит и смена таксонов в основании лахандиния других разрезов [7, 15]. Итак, данные по строматолитам Оленекского поднятия, как и информация о них по югу Сибири, очевидно, свидетельствуют о резком изменении комплексов в основании керпылия и весьма постепенной смене керпыльских ассоциаций лахандинскими, а также о преимуществе рубежа в основании первого подразделения для проведения границы между средним и верхним рифеем.

Заключение по строматолитам подтверждают и имеющиеся данные о микрофоссилиях Оленекского поднятия. В самых верхах дебенгдинской свиты описан комплекс цианобактерий, представленный просто устроенными нитчатыми и коккоидными формами [18] с широким возрастным диапазоном. Это произвольно трактуется как показатель среднерифейского возраста дебенгдинской и нижней части хайпахской свиты [9]. Но этому заключению противоречат данные о микрофоссилиях из низов хайпахской свиты в скв. Хастахская-930. Там В.Г. Пятилетовым, работавшим в то время в нашей лаборатории, описаны акантоморфиты и другие сложноорганизованные таксоны: *Pulvinosphaeridium priscum*, *Polytrychoides lineatus*, *Digitus parvus*, *Rugosopsis latus*. Этот, несомненно, верхнерифейский комплекс исключает вывод о среднерифейском возрасте не только нижней части хайпахской свиты, но и тесно связанной с ней дебенгдинской, в которой, кроме того, отсутствуют таксоны [18], характеризующие несомненный аимчанский горизонт. Итак, геологические, геохронологические и палеонтологические данные свидетельствуют, скорее, о верхнерифейском возрасте дебенгдинской свиты и всего маяния Оленекского поднятия.

На Хараулахском поднятии позднедокембрийские отложения вскрыты в Чекуровской и Булкурской антиклиналях, а также скв. Дьяпольская-1 (см. рис. 1). Разрез начинается пестроцветными терригенными породами уктинской свиты (см. рис. 2), которые сопоставляются с нижней частью дебенгдинской свиты Оленекского поднятия [10, 19]. Выше залегает существенно карбонатная толща, в которой обособляются эсэлэхская, нэлэгерская и сизтачанская свиты, общей мощностью порядка 1 км. По наличию в нижней части нэлэгерских отложений прослоев плоскогалечных конгломератов и темноцветных алевролитовых мергелей с нее в разрезе начинается второй ритм маяния. Это давало основание сопоставлять уктинскую и эсэлэхскую свиты с дебенгдинской, а нэлэгерскую и сизтачанскую с хайпахской. Такая корреляция в настоящее время подтверждена данными ГИС скв. Бурская-3410 (на склоне Оленекского поднятия) и скв. Дьяпольская-1 на Хараулахе. В какой-то мере отнесение уктинской и эсэлэхской свит к керпылию, а нэлэгерской и сизтачанской к лахандинию, подтверждают находки в первых определенных форм *Baicalia*, *Jacutophyton* и *Conophyton*, близких найденным в дебенгдинской свите, а *Gymnosolen* — в сизтачанской. Особенностью разреза маяния Хараулаха является исключительно тесная связь в нем керпылия и лахандиния. Часто они различаются лишь повышенной битуминозностью нэлэгерской свиты. Это еще раз говорит о том, что принципиальный рубеж находится лишь в основании керпылия. На Хараулахе, как и на Оленекском поднятии, отсутствует байкалий и на лахандинской сизтачанской свите с размывом залегает хараютэхская свита венда [10].

Гораздо сложнее детальная корреляция отложений маяния Хараулахско-Оленекского, несомненно, единого бассейна, с разрезами более западных районов Северного пояса внутрикратонных депрессий. Наиболее своеобразен разрез маяния, смежного с Оленекским — Уджинского поднятия (см. рис. 1). Здесь карбонатные толщи, обнаженные в нижней части разреза позднего докембрия, разделяет не терригенная пачка, как в Оленекском поднятии, а мощная, порядка 500 м, вулканогенно-сланцевая унгуохтахская свита (см. рис. 2). Нижняя карбонатная толща, начинающая разрез региона, — улахан-курунгская свита — охарактеризована строматолитами, типичными для нижнего рифея [9]. В вышележащей унгуохтахской свите встречена *Appia topicalis*, известная в керпыльском горизонте Учуро-Майского региона и в других одновозрастных разрезах. В хапчаньрской свите, согласно перекрывающей унгуохтахскую, комплекс строматолитов керпылия пополниют *Anabaria radialis*, *Baicalia nova*, и определенная И.Н. Крыловым *Minjaria* sp. [19]. Уджинская свита (см. рис. 2) содержит уже типично лахандинские строматолиты: *Jurusania cylindrica*, *Inzeria tjomusi*, *Gymnosolen ramsayi* [9]. Все это свидетельствует о соответствии унгуохтахской, хапчаньрской и уджинской свит верхнему рифею. Этому заключению противоречат К-Аг датировки по глаукониту 1133 и 1306 млн лет в первой из них. Само сочетание этих возрастов и то, что они определены с точностью до 100 млн лет, не внушает к ним доверия. Выпадение здесь из разреза комплекса отложений со среднерифейскими строматолитами объясняется перестройкой и значительным размывом в основании унгуохтахской свиты [10]. Весьма вероятно, что с этим событием связан рифтогенез и появление унгуохтахских вулканитов.

В основании разреза позднего докембрия западного склона Анабарского поднятия вскрыта нижнерифейская терригенная мукунская серия (см. рис. 1), со структурным несогласием перекрывающая кристаллический фундамент. Аналогом доверхнерифейских карбонатных отложений Оленекского и Уджинского поднятий здесь является вышележащая котуйканская свита. Как и они, она охарактеризована обычными для нижнего рифея строматолитами [9, 19] и микрофоссилиями [20]. О нижнерифейском возрасте мукунско-котуйканских отложений свидетельствуют также К-Аг датировки по глаукониту 1348, 1396, 1421 млн лет [10]. Менее определена информация о возрасте вышележащей юсмастахской свиты. Однако появление в нижнеюсмастахской подсвите *Anabaria radialis*, *A. divergens*, *Parmites testumulus*, а также неизвестных ниже верхнего рифея *Tenupalusella bracteata*, *Colonnella lineata*, позволяет отнести ее к керпылию. Начавшееся в нижнеюсмастахской подсвите обновление комплекса строматолитов продолжается в верхней. Нижние 60 м ее охарактеризованы лишь проходящим снизу строматолитом *Colonnella cormosa*. Следующие 190 м свиты содержат только желваковые и пластовые формы — *Nucleella*, *Microstylus*, *Stratifera*, из столбчатых форм здесь известна лишь *Compactocollenia tchaensis*. Все они имеют очень широкий возрастной диапазон. Но в верхней пачке подсвиты, максимальная мощность которой 200 м, появляются уже характерные для верхов лахандиния *Kotuikania torulosa*, *Gymnosolen furcatus*, *Voxonia lissa* [19]. Таким образом, в Анабарском разрезе нижний рифей сразу сменяется верхним, причем керпылий через интервал, отвечающий нижней половине верхнеюсмастахской подсвиты, перекрывается сразу слоями со строматолитами верхов лахандинского горизонта. Отсутствие в регионе отложений с несомненно среднерифейскими фитолитами аимчания и ранее отмечали некоторые палеонтологи [21]. О том, что это связано с тектоническими событиями, определенно свидетельствуют геологические данные. Керпылий повсеместно как на юге Сибирской платформы [4], так и в вышерассмотренных разрезах севера, начинается мощной базальной толщей, связанной с предкерпыльским размывом. Но вместо 300—400 м терригенных пород на Оленекском и Хараулахском поднятиях или 500 м вулканогенно-обломочных на Уджинском базальные слои керпылия Анабарского поднятия представлены лишь метровой пачкой терригенно-карбонатных отложений. По-видимому, здесь после предкерпыльского тектонического события,

вызвавшего размыв айчанских отложений, началу верхнерифейского осадконакопления предшествовал достаточно длительный перерыв. Примером того, что после таких интенсивных событий и последующего продолжительного прекращения осадконакопления вышележащая толща может иметь столь незначительную базальную пачку, является характер взаимоотношений юсмастахской свиты с верхневендскими старореченскими доломитами практически в тех же самых разрезах. В.А. Комар еще в 1966 г. [19] описал угловое несогласие между юсмастахской и старореченской свитами по р. Котуйкан, но еще долгое время оно считалось локальным. Говорилось о тесной связи между этими свитами [22], поскольку в целом ряде прекрасных обнажений старореченская свита с видимым согласием залегает на юсмастахской, часто практически без какого-либо определенно выраженного базального слоя. Однако теперь интенсивная предвендская тектоническая перестройка ни у кого не вызывает сомнений [23]. Аналогично проявилось и не менее принципиальное предкерпильское событие и последовавшая за ним нивелировка рельефа. Учитывая это и теснейшую связь нижнеюсмастахских (керпильских) и верхнеюсмастахских (лахандинских) отложений [24], естественно начинать нижнюю границу верхнего рифея с подошвы керпилья, а не лахандиния.

Однако геологическим и палеонтологическим данным о возрасте и условиях формирования юсмастахской свиты не соответствовала геохронологическая информация. К-Аг методом по глаукониту возраст нижней подсвиты определялся 1248 млн лет. Основание же верхней подсвиты этим методом датировалось 1123—1104 млн лет [25]. Последним цифрам, очевидно, противоречат палеонтологические данные, свидетельствующие о лахандинском возрасте верхнеюсмастахской подсвиты. Возраст же лахандинского горизонта сейчас определяется в рамках 1030—850 млн лет [26]. Ситуацию несколько проясняет появившаяся в последнее время информация о Rb-Sr датировках филлитов из тонких фракций алевросланцев базальных слоев нижне- и верхнеюсмастахских подсвит [26]. Оказывается, что в каждом из них имеется полный набор трех групп определений: 1) 1291—1272; 2) 1130—1090; 3) 1000—1060 млн лет. При этом, чем тоньше фракция, тем более молодое определение возраста из нее получается. Авторы этой информации трактуют полученные результаты так: первая группа цифр — это время осадконакопления; вторая и третья группы — это двухэтапный регрессивный катагенез. Но в связи с изложенными выше палеонтологическими и геологическими данными более вероятной представляется другая трактовка этой информации. Первая группа датировок характеризует возраст продуктов дезинтеграции айчанских отложений, размывтых на Анабарском массиве, вторая — определяет время проявления предюсмастахских событий, а третья — характеризует слюдястые минералы, связанные со вторым этапом катагенеза в лахандинское время.

Разрез восточного склона Анабарского поднятия отличается значительным сокращением мощностей всех докембрийских отложений (см. рис. 2). От 700 м мукунской серии на западе, на востоке остается 80; от 400 м котуйканской — порядка 120; от 300 м нижнеюсмастахской — 30—0 м; от 600 м верхнеюсмастахской соответственно только 50—0. Последовательный характер уменьшения мощностей рифейских подразделений к востоку, удивительная общность их состава и палеонтологической характеристики, свидетельствуют о том, что в течение всего рифея Анабарскую структуру перекрывал один бассейн, интенсивность прогибания которого уменьшалась к востоку. Свод образовавшегося таким образом поднятия, разделявший Северный пояс внутрикратонных депрессий на две части, находился западнее Уджинского поднятия. К востоку от него вновь продолжается последовательное увеличение интенсивности прогибания (см. рис. 1, 2). Уджинская рифтогенная структура осложняет это поднятие, а несогласие и вулканизм в унгуохтахское время подчеркивают событийную природу начала маяния в регионе.

Итак, внутрикратонные прогибы севера Сибирской платформы были в позднем докембрии очень близки южным [4]. Их связывает общность состава, мощностей и палеонтологической характеристики. Общими для них были и главные тектонические перестройки перед рифеем, маянием, байкалием и вендом. Но предбайкальские тектонические события на севере произошли более интенсивно, с чем связано полное выпадение из разреза байкальских отложений. Обоснование того, что это нельзя связать только с предвендским размывом, приводим ниже.

НЕОПРОТЕРОЗОЙ СЕВЕРНОГО ТАЙМЫРА (ОКЕАНИЧЕСКИЙ БЛОК)

История изучения докембрия Таймыра достаточно полно изложена в монографии В.А. Верниковского [27]. В этой работе впервые убедительно обоснованы петрология, геохимия и изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов докембрия региона. На основании этих исследований автор делает выводы о том, что Горный Таймыр не был единой структурой, а представлял собой агрегат независимо развивавшихся, первоначально явно разобщенных блоков. К сожалению, сведения о стратиграфической последовательности и возрастной принадлежности комплексов докембрия региона сведены к весьма формальному воспроизведению противоречивых схем разных исследователей. Это затруднило интерпретацию формирования региона в неопротерозое. Сказанное заставляет сосредоточиться на информации по стратиграфии отдельных блоков. Синтез ее, в конечном итоге, позволяет



Рис. 3. Схема неопротерозойской палеоструктуры Северного Таймыра.

1 — флишиодная толща (верхний рифей—кембрий); 2 — кристаллический фундамент (ранний докембрий): а — микроконтинента, б — платформы; 3 — краснореченская (становская) свита, конгломераты, песчаники, алевролиты (керпылий); 4 — колосовская свита, карбонаты (керпылий?)—лахандиний; 5 — каньонская свита, алевролиты, аргиллиты (лахандиний); 6 — посадочная свита, обломочные породы (нижний венд(?)); 7 — терригенно-карбонатные отложения (верхний венд—кембрий); 8 — борзовская серия, вулканиты (маяний); 9 — офиолиты (байкалий); 10 — октябрьская и ждановская свиты, вулканогенные, терригенные и карбонатные породы (маяний); 11 — терригенно-карбонатные породы неопротерозоя; 12 — разломы.

уточнить историю развития Горного Таймыра в неопротерозое. Кроме изучения литературных данных, проведению этой работы способствовало наше участие в экспедиционных работах Красноярской геологической экспедиции в 1978 г. Благодаря полному обеспечению вездеходным транспортом и консультациям таких знатоков геологии Таймыра, как В.В. Беззубцев и Ю.М. Мальцев, удалось дважды пересечь основные фациальные зоны докембрия региона, ознакомиться с их наиболее интересными опорными разрезами и изучить контакты разновозрастных отложений [28].

На рис. 1 показаны основные структурные элементы докембрия Горного Таймыра с севера на юг: Карский блок или микроконтинент, Среднетаймырский аккреционный блок [27] или геосинклиналь [29] и перикратонный прогиб. Наибольший интерес для нас представляет Среднетаймырский блок. В нем, в свою очередь, обособляются: центральная — Шренковско-Ленинградская; северная — Чукчинско-Борзовская и южная — Ждановская структурно-фациальные зоны (СФЗ). Для первой из них характерны карбонатные и терригенные породы, в составе последних преобладают вулканиты (рис. 3).

В Шренковско-Ленинградской СФЗ основу стратиграфического разреза неопротерозоя составляет шренковская серия [30]. На юго-западе она начинается обломочной краснореченской свитой, которой на востоке соответствует становская. Мощность этих свит изменяется от десятков до более чем 1000 м. Вверх по разрезу они согласно и с постепенными переходами сменяются карбонатной колосовской свитой, мощность которой в полных разрезах не менее 5 км. Завершает разрез серии каньонская свита, в составе которой преобладают алевролиты и аргиллиты с пачками карбонатных пород. Мощность ее превышает 1000 м. По простиранию разрез каньонской свиты претерпевает значительные изменения. На юго-западе мощность его уменьшается, а в составе аналогов каньонской свиты появляются прослои вулканогенных пород, в связи с чем ее обособляют здесь как светлинскую свиту мощностью порядка 250 м. Взаимоотношения шренковской серии с подстилающими толщами описаны вблизи юго-западного и северо-восточного окончаний полосы ее распространения, где обнажены Шренковско-Мамонтовский и Фаддеевский выступы кристаллического фундамента (см. рис. 1). В обеих структурах он с несогласием перекрыт отложениями шренковской серии, галька базальных конгломератов которой состоит из метаморфических пород [29, 30]. Раннедокембрийский возраст кристаллического фундамента определяют геохронологические датировки порядка 1800—2200 млн лет [27]. О возрасте колосовской и каньонской свит можно судить по комплексу строматолитов, собранных и определенных во время наших экспедиционных работ 1978 г. [28]. Наличие в нем *Inzeria tjomusi*, *Jurusania* sp., *Gymnosolen* sp., *Minjaria sakharica* не оставляет сомнения в том, что эти отложения соответствуют лахандинскому горизонту верхнего рифея. Предположение об еще более молодом — байкальском — возрасте [28] ошибочно. Оно основывалось на заключении о каланчевском комплексе собранных нами микрофитоцитов из колосовской свиты [31]. В настоящее время доказано, что этот комплекс имеет очень широкий возрастной диапазон распространения [32]. Нижняя терригенная составляющая шренковской серии — краснореченская и становская свиты — согласно подстилают лахандинские отложения. Скорее всего, эти свиты нужно относить уже к керпылию. Терригенно-карбонатный состав отложений шренковской серии, простая структура и слабый метамор-

физм резко отличают ее от существенно вулканогенных позднедокембрийских толщ, развитых к северу и югу. Отсюда следует, что кристаллический фундамент, вскрытый сейчас вблизи видимых окончаний Шренковско-Ленинградской СФЗ, в маянии подстилал всю ее (см. рис. 3) и что, следовательно, она представляла собой микроконтинент, заключенный в океаническом блоке. Громадные мощности отложений шренковской серии (не менее 6 км), отделенной от Сибирской платформы вулканогенно-осадочными толщами Ждановской СФЗ, не позволяют отождествлять Шренковско-Ленинградскую СФЗ с Сибирской платформой, как думали некоторые исследователи.

Среднетаймырский блок, как уже отмечалось, отделен от Карского микроконтинента и более южной структуры соответственно Главным Таймырским и Пясино-Фаддеевским разломами (см. рис. 1). Крупные надвиги в пределах него разделяют также океанические образования Чукчинско-Борзовской и Ждановской СФЗ и осадочные породы Шренковско-Ленинградского микроконтинента [28]. Надвиговые составляющие всех этих разломов приводят к резкому сокращению современной площади распространения как Шренковско-Ленинградского микроконтинента, так и смежных с ним океанических СФЗ (см. рис. 3). Об этом свидетельствуют хотя бы обнаженные в тектонических окнах и блоках среди флишоеидов аллохтонного края Карского микроконтинента вулканы Чукчинско-Борзовской СФЗ [29]. Сходную информацию дают сведения о протолите гранитов, прорывающих флишоеиды Карского микроконтинента в этой структуре. U-Pb датировки по цирконам из них свидетельствуют о том, что в основании Карского аллохтона находились раннедокембрийские отложения фундамента Шренковско-Ленинградской СФЗ — 2240 млн лет, а также вулканы Чукчинско-Борзовской — 868 млн лет. Кроме того, Sm-Nd датировки 1170 и 1080 млн лет свидетельствуют о воздействии на протолит событий начала верхнего рифея.

В Чукчинско-Борзовской СФЗ в разрезе позднего докембрия доминируют толеитовые и известково-щелочные островодужные вулканы [27]. Основу этого комплекса составляет борзовская свита [29], что позволяет распространить на него это название. Отсутствуют какие-либо определенные данные о наличии в этой СФЗ более древних отложений. По петрохимическим данным развитые здесь магматические породы имеют много общего с вулканами Ждановской СФЗ. Но стратиграфическая колонка аналогов шренковской серии в последней определенно отличается от разреза Чукчинско-Борзовской увеличением роли терригенных и карбонатных отложений. Исследователи, по-разному комбинируя все составные части позднедокембрийского комплекса Ждановской СФЗ, создают резко отличные, очень сложные стратиграфические схемы [29, 30, 33 и др.]. Общим в них обычно является лишь последовательность двух свит — октябрьской и ждановской. Весьма вероятно, что все другие, выделяемые здесь подразделения, являются лишь комбинацией фрагментов двух названных свит, приведенных в соприкосновение по сложной сети тектонических нарушений [28]. В составе октябрьской свиты значительно преобладают терригенные и карбонатные отложения, а в ждановской — вулканогенные. Возможно, что лишь последняя свита одновозрастна вулканитам Чукчинско-Борзовской СФЗ, а октябрьская надстраивает разрез вниз и имеет несколько более древний возраст. Последовательное увеличение роли грубообломочных пород в составе октябрьской свиты, по мере приближения ее к Фаддеевскому выступу, делает весьма вероятным допущение о том, что она в его пределах, заместившись становской свитой, с несогласием перекрывает кристаллический фундамент. Поскольку каньонская свита в районе Шренковско-Мамонтовского выступа также частично замещается вулканами [34], есть основание полагать, что позднедокембрийские отложения Ждановской СФЗ являются возрастным аналогом шренковской серии, соответствующей маянию. Это заключение подтверждает комплекс геохронологических датировок. Анализируя их, В.Е. Хаин [35] наметил в позднем докембрии Таймыра две принципиальные тектонические перестройки — гренвильскую 1100 ± 50 и раннебайкальскую 850 ± 50 млн лет. Поскольку эти цифры определяют возраст маяния [3, 4], то, следовательно, они характеризуют также событийные рубежи, ограничивающие его. Это заключение подтверждают и полученные в последнее время данные. Первому из этих событий соответствует определение возраста полиметаллического оруденения в борзовских вулканах — 1126—1115 млн лет [29], U-Pb датировки из гранитов Шренковско-Мамонтовского выступа от 1200 до 960 млн лет и вышеприведенные Sm-Nd датировки протолита верхнепалеозойских гранитов [27]. Предбайкальские события определяет время кристаллизации ждановских гранитов в Фаддеевском выступе — 852, 846 млн лет (U-Pb по цирконам) и 817 млн лет по сфену, а также Sm-Nd датировки из плагиогранитов Чукчинско-Борзовской СФЗ — 850 млн лет [27]. Необходимо отметить также наличие ряда более молодых датировок — 740 ± 38 млн лет U-Pb методом по циркону из плагиогранитов Чукчинско-Борзовской СФЗ; 763 млн лет — метаморфизм гнейсов Шренковско-Мамонтовского выступа; 798 млн лет — возраст ждановских коллизионных гранитов в Фаддеевском выступе [27]. Однако при определении смысла этих дат для истории развития региона выводы делаются принципиально отличные. Основное расхождение связано с разной трактовкой взаимоотношений островодужных образований, к которым относится основная масса вулканитов Чукчинско-Борзовской и Ждановской СФЗ с офиолитовым комплексом. В состав последнего включают цепочки небольших линз, рассланцованных и серпентинизированных перидотитов и пироксенитов, массивных метагаббро; скопления даек основного состава и вытянутые, пластообразные

интрузии плагиогранитов тоналит-трондьемитовой серии. В.А. Верниковский [27] считает, что с образованием офиолитового комплекса произошло заложение охарактеризованных океанических структур Горного Таймыра. Аналогичной точки зрения придерживаются В.В. Беззубцев с соавторами [29, 35], но метагаббро и плагиограниты, по их данным, уже рвут борзовские вулканиты. Мы склонны вообще не связывать рассмотренный офиолитовый комплекс с островодужными образованиями Чукчинско-Борзовской и Ждановской СФЗ, а приурочить его к событиям, определившим начало предбайкальской перестройки. В пользу этого свидетельствует, прежде всего, то, что офиолитовый комплекс, образовавшийся 850 млн лет тому назад, не мог предшествовать формированию шренковской серии и ее аналогов, поскольку верхняя часть ее охарактеризована лахандинскими строматолитами. Соответствующий им лахандинский горизонт имеет более древний возраст — 1030 млн лет (нижняя граница) [36] и 870 млн лет глауконит из завершающей его игниканской свиты в гипостратотипе [7]. Не менее интересны геологические данные. Докембрийские офиолиты Таймыра приурочены к узким тектоническим поясам (пластинам), ограниченными разломами, которые секут широкие поля, сложенные как островодужными вулканитами, так и раннедокембрийскими толщами [27]. Это также свидетельствует о послелахандинском возрасте офиолитов.

Двухэтапное проявление байкальских событий фиксировано интрузивными породами и метаморфизмом. Первые из них, с которыми связаны датировки, близкие к 850 млн лет, характеризует отнюдь не время заложения океанических структур, а их завершение, связанное с предбайкальской перестройкой, начавшей распад Родинии. Одним из проявлений ее был спрединг по обе стороны от Шренковско-Ленинградского микроконтинента, с которым связаны офиолиты. Второй этап — 740—760 млн лет, обусловлен аккреционно-коллизийными событиями, позволяющими на юге Сибирской платформы расчленить байкалий на нижний и средний [37, 38]. Полное отсутствие байкальских отложений на Таймыре свидетельствует о поднятии его в связи с байкальской тектонической перестройкой. Байкальское воздымание охватило не только пояс внутрикратонных депрессий, но и Северный перикратонный прогиб (см. ниже) Сибирского кратона (см. рис. 3).

За байкальской тектонической перестройкой в Шренковско-Ленинградском блоке Горного Таймыра последовал новый этап осадконакопления, представленный узко распространенной посадочной свитой, пестроцветные терригенные отложения которой с угловым несогласием залегают на разных пачках колосовской, каньонской и светлинской свит. Об интенсивности событий, предшествовавших отложению посадочной свиты свидетельствуют многочисленные пачки конгломератов, в гальке которых доминируют обломки пород кристаллического фундамента и различных интрузий. Резкое изменение от обнажения к обнажению состава конгломератов говорит о связи их с дельтами разных потоков [29]. Прямые данные о возрасте посадочной свиты отсутствуют. Обычно считается, что она еще входит в состав верхнего рифея, однако весьма вероятно, что это сохранившийся фрагмент нижнего венда. Кроме углового несогласия и признаков длительного перерыва, об этом позволяет думать незначительная, порядка 200 м, мощность свиты, исключая отождествление ее с таким крупным подразделением, как байкалий.

Общепринято платформенный чехол в регионе начинать с маломощной толщи венд-кембрийских отложений, с размывом залегающих на посадочной свите. Нижняя терригенная часть ее, мощностью от первых десятков до 200 м, с самого основания содержит остатки мелкораковинной фауны немакит-далдынского яруса. Согласно залегающие выше карбонатные отложения охарактеризованы уже окаменелостями томмотского яруса нижнего кембрия [39, 40]. О существенном внутривендском событии, предшествовавшем накоплению немакит-далдынской толщи, свидетельствует выпадение из разреза значительной части более древних отложений верхнего венда и широкое распространение ее практически на всю площадь Северного Таймыра. Очевидно, что это несогласие было подготовлено байкальскими и ранневендскими событиями. О последних, в какой-то мере, говорят геохронологические датировки 626 и 612 млн лет. Определение 570—606 млн лет [27] скорее связано уже с внутривендскими событиями. Создается впечатление, что после вендских событий Среднетаймырский блок уже полностью входил в состав Сибирского кратона, поскольку венд-кембрийские отложения в его пределах и на платформе по составу и мощностям очень близки. В зоне сочленения Северного Таймыра и кратона заложился перикратонный прогиб (см. ниже), скрытый под наложенным фанерозойским прогибом, мощности палеозойских и мезозойских отложений в котором гораздо большие, чем на платформе.

Карский блок Горного Таймыра, по составу слагающих его флишоидных отложений, резко отличается от разновозрастных образований, развитых к югу от ограничивающих его Главного Таймырского и Диабазового разломов (см. рис. 1). Его всегда обособляли в качестве принципиально отличной структуры — террейна или микроконтинента, который иногда включали в состав громадного северного континента Арктида [41]. Требуют доизучения заключения о возрасте стратиграфических подразделений в составе флишоидной толщи. Границы, выделенные в ней по акритархам рифея, венда, нижнего кембрия, с позиций современной информации о возрастных диапазонах микрофоссилий не обоснованы. Все они проходят от верхов рифея до кембрия включительно. О том, что в составе этой толщи имеются венд-кемб-

рийские слои, свидетельствуют находки SSF — *Coleoloides* sp. и последовательное увеличение вверх по разрезу таксонов микрофоссилий с выростами и отверстиями в оболочке [40].

Итак, информация об истории развития Северного Таймыра в неопротерозое свидетельствует о том, что последовательность принципиальных тектонических перестроек в пределах него и одновозрастных палеоструктурных комплексов южной части кратона [4] была аналогичной. Отличие заключалось лишь в большей интенсивности проявления предбайкальских событий, с которыми в значительной мере связано отсутствие байкальских отложений на всем севере Сибири [6, 7].

О ПЕРИКРАТОННОМ ПРОГИБЕ СЕВЕРА СИБИРИ

Обширная территория, примыкающая к стыку севера Сибирского кратона с океаническим блоком, как уже говорилось, скрыта под наложенным прогибом, выполненным многокилометровой толщей палеозойско-мезозойских и более молодых отложений. О том, что под этими толщами находится неопротерозойский прогиб, свидетельствует общее увеличение мощности рифейских отложений Северного пояса внутрикратонных депрессий в северном направлении. Еще более определенно эта тенденция выражена у северо-восточного (Хараулах) и у северо-западного (Игарско-Норильский район) краев кратона. Там, кроме того, имеются сейсмические и некоторые структурные данные [9, 42] о том, что меридиональные простирания толщ в ограничивавших кратон структурах на севере платформы все больше отклоняются, намечая тенденцию центриклинального замыкания. Таким образом, есть основание говорить, что северный пояс внутрикратонных депрессий, как и на юге, обрамляется позднепротерозойским перикратонным прогибом (см. рис. 1). Однако только в Игарско-Норильском районе сохранилась информация о полном профиле выполняющих его отложений неопротерозоя. В монографии Г.В. Козлова и соавторов [42] подробно изложена история изучения докембрия этого региона и приведен обширный фактический материал о характере взаимоотношений описанных в нем стратиграфических подразделений. Это позволяет с определенной условностью составить представление о строении и истории развития перикратонного прогиба в целом.

По мнению большинства исследователей [10, 42], в основании разреза позднего докембрия Игарско-Норильского района залегает лудовская вулканогенно-сланцевая толща (рис. 4). На западе по левобережью р. Енисей роль вулканогенных пород резко увеличивается, и лудовская свита замещается вулканитами игарской толщи. Мощность их оценивается по-разному, иногда более 2000 м [43]. Видимая же мощность самой лудовской свиты обычно не превышает 500—600 м. Характерно также появление в лудовской свите прослоев и пачек карбонатных пород, роль которых увеличивается в восточном направлении [42]. Но с идеей о постепенном и полном замещении игарских вулканитов верхнерифейскими карбонатными породами не вяжется информация о красноцветных обломочных отложениях губинской свиты, обнаженной вдоль долины р. Енисей к югу от г. Игарка. Эта мощная, порядка 900 м, толща залегает между лудовскими вулканитами и карбонатными породами, вскрытыми в расположенной на правобережье р. Енисей Чернореченской антиклинали [42]. Отмечаются также случаи непосредственного залегания губинской свиты и на подстилающих вулканитах [43]. О более молодом возрасте ее по сравнению с лудовской свитой свидетельствует и наличие в грубообломочных породах губинской свиты вулканогенных обломков. Но с другой стороны, в составе губинских и даже в более молодых карбонатных отложениях отмечаются маломощные прослои вулканомиктовых и вулканогенных пород. Это и приводит иногда к ошибочным заключениям о более молодом возрасте лудовской свиты и неизбежных при этом допущениях о полном размыве последней на незначительных расстояниях [44].

Разрез несомненного верхнего рифея в Игаро-Норильском регионе завершает существенно карбонатная чернореченская свита, обнаженная в одноименной антиклинали. Мощность ее здесь порядка 900 м. Западнее, у Енисея, мощность ее увеличивается до 1300—1500 м. Несколько изменяется при этом также состав и строение карбонатной толщи, что позволило ряду исследователей обособить ее там в самостоятельную медвежинскую свиту, надстраивающую чернореченскую. Объединению разреза карбонатной толщи способствовала информация о возрасте содержащихся в ней фоссилий. Долгое время считалось, что такие таксоны, как *Renalcis*, *Razumovskia*, *Korilophyton* и др., свидетельствуют исключительно о немажит-далдынском или даже кембрийском возрасте вмещающих отложений. Этот вывод как будто бы подкрепляли указания на находки *Anabarites*. Однако более основательная экспертиза на коллоквиумах показала, что никаких реальных остатков мелкораковинных окаменелостей в этих отложениях нет. Сомнительны из-за крайне плохой сохранности и предполагаемые известковые водоросли, на основании которых делаются заключения. Скорее всего, здесь происходит обызвествление синезеленых водорослей, связанное с метаморфизмом, которое имитирует морфологию кальцибионтов [45]. В пользу этого говорит хотя бы то, что настоящие известковые водоросли и другие немажит-далдынские таксоны достоверно впервые появляются в докембрии Игарско-Норильского региона в 1,5 км выше по разрезу (см. рис. 4) в верхах сухарихинской свиты (см. ниже). Еще меньше доверия вызывает сейчас установление границ верхнерифейских, вендских и кембрийских подразделений по микрофитолитам. Поэтому здесь валидны

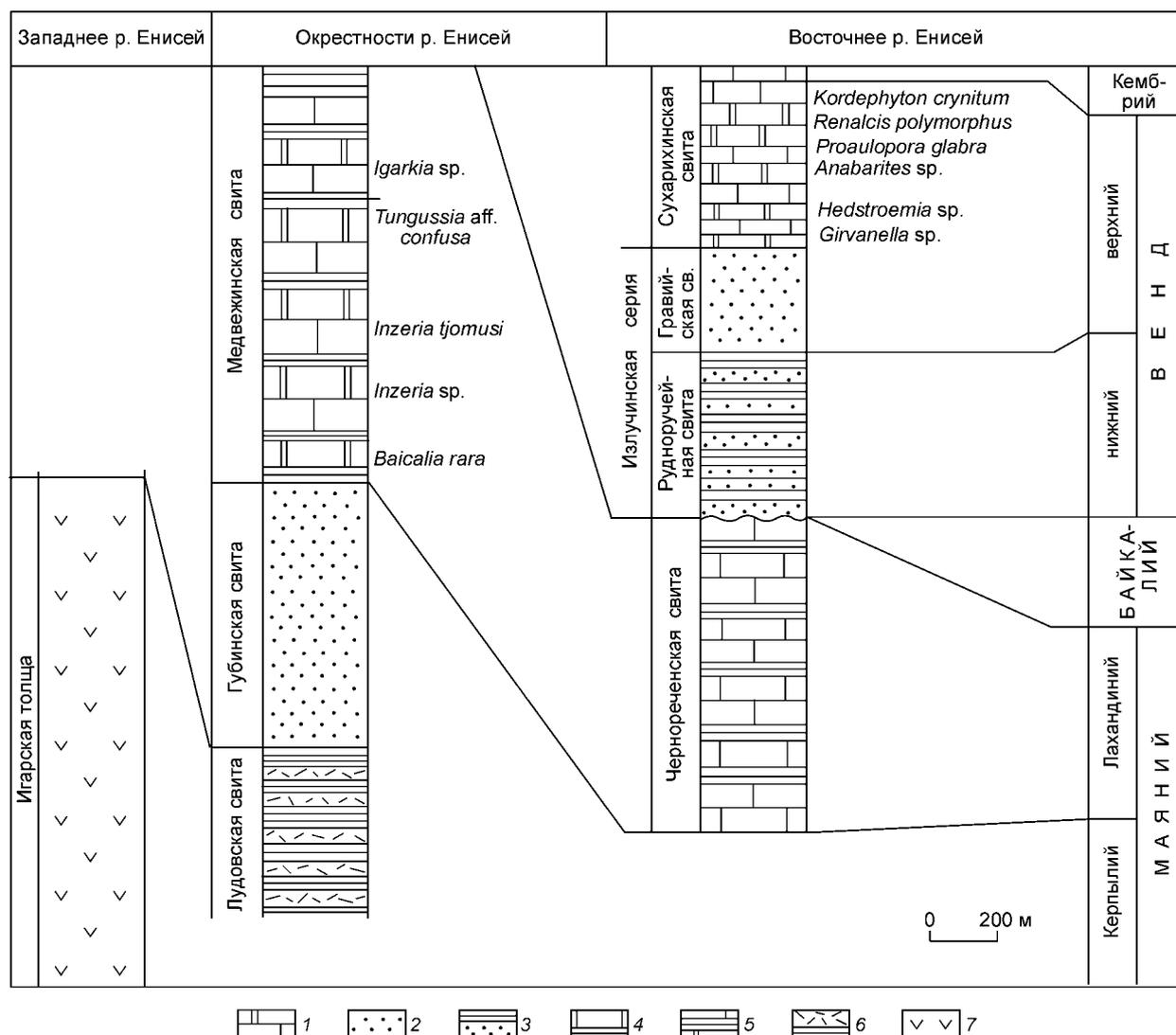


Рис. 4. Принятый вариант стратиграфии неопротерозоя Игарско-Норильского района.

1 — чередование известняков и доломитов; 2 — чередование песчаников, конгломератов, гравелитов и алевролитов; 3 — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов; 4 — известняки с пачками алевролитов; 5 — чередование известняков и доломитов, пачки аргиллитов; 6 — вулканогенно-сланцевая толща; 7 — вулканиты.

для установления возраста чернореченской свиты и одновозрастной ей медвежинской лишь находки строматолитов *Inzeria tjomusi*, *I. sp.*, *Tungussia confusa*, *Baicalia rara* в каждой из них. По заключению определявшего их В.Ю. Шенфиля, они позволяют относить названные карбонатные свиты к тунгусикскому (лахандинскому) горизонту верхнего рифея. К такому же выводу приходили исследователи, сравнивавшие чернореченскую свиту с одновозрастными подразделениями на Енисейском кряже, в Туруханском поднятии и с колосовской свитой Таймыра по литостратиграфическим данным [42]. Если это так, то подстилающие чернореченскую свиту отложения позднего докембрия региона, по-видимому, исчерпывают объем нижнего подразделения неопротерозоя — керпылия. Магматизм в основании разреза, скорее всего, отражает тектоническую перестройку, предшествовавшую началу неопротерозоя. Такому заключению не противоречат К-Аг датировки из лудовских вулканитов 680 млн лет и аргоновые определения 776 млн лет из игарских вулканитов, фиксирующие возраст наложенного байкальского метаморфизма. Лишь датировки 800—900 млн лет из секущих все эти отложения даек, полученные в ВостСНИИГГиМСе и Институте земной коры [43], характеризуют возраст верхней границы маяния. Все сказанное подтверждает принятую большинством исследователей стратиграфическую последовательность отложений нижней части неопротерозойского разреза Игарско-Норильского района, показанную на рис. 4 [10, 42, 43].

Менее определена информация о возрасте и строении второй терригенной толщи в разрезе неопротерозоя Игарско-Норильского региона — излучинской серии (см. рис. 4). Одни считают, что грубообло-

мочные породы, завершающие ее, всего лишь регрессивная часть единого излучинского цикла осадконакопления. Другие исследователи с грубозернистых пород начинают принципиально новое стратиграфическое подразделение — гравийскую свиту. Вышележащая сухарихинская карбонатная свита через пачку переслаивания песчаников и доломитов тесно связана с гравийской. Граница кембрия и немакит-далдынского яруса венда на основании смены комплексов мелкораковинных окаменелостей проходит немного ниже кровли сухарихинской свиты [46]. Точное местоположение нижней границы немакит-далдынского яруса не установлено. Но, судя по указаниям на находки анабаритид в верхних 300 м сухарихинской свиты, большая часть ее соответствует уже этому подразделению [47]. На этом основании и потому, что интервал от гравийских конгломератов до кровли сухарихинской свиты соответствует одному ритму, эта часть разреза по возрасту отвечает лишь верхнему венду. При этом гравийская свита будет, скорее всего, соответствовать уже эдиакарскому ярусу.

Меньше данных о возрасте нижней, догравийской, части излучинской серии — рудноручейской свиты (см. рис. 4). Мощность ее варьирует от 0 до 700 м [45], что несколько меньше суммарной величины гравийской и сухарихинской свит. Отсюда, если справедливо представление о тесной связи гравийской и догравийской составляющих излучинской серии, следуют два принципиальных вывода: 1) нижняя из них — рудноручейская свита [42], скорее всего, одновозрастна нижнему венду, а с гравийской свиты начинается верхний венд. Этот вывод соответствует данным о внутривендской перестройке на Таймыре; 2) несмотря на видимость связи излучинского и чернореченского подразделений их разделяет громадный перерыв, соответствующий всему байкалию.

Итак, принятая нами концепция истории развития Игарско-Норильского района, характеризующая весь Северный перикратонный прогиб, отличается от высказанных ранее представлений. Излучинская серия определяет начало вендского этапа развития региона, а не регрессивное завершение маяния. Вместе с тем ее верхняя часть — гравийская свита, представляющая собой лишь базальную пачку подразделения второго порядка в едином венд-кембрийском цикле осадконакопления, — начинает верхний венд. Информация о строении Игарско-Норильского региона, суммированная на рис. 4, свидетельствует о том, что история развития северного перикратонного прогиба, которую он характеризует, аналогична сходным структурам в южной периферии Сибирской платформы [4]. Маяний в обоих случаях ограничен принципиальными тектоническими перестройками. О нижней из них свидетельствует интенсивный магматизм, а о верхней — выпадение из разреза неопротерозоя, как и во всей остальной части Северной СФО, всего байкалия. Ниже будет показано, что, как и на Таймыре, это обусловлено интенсивной предбайкальской перестройкой. Наоборот, керпыльская и лахандинская составляющие здесь тесно связаны между собой и говорить о местоположении границы между ними можно лишь совершенно условно. Отсутствие в осадочной летописи ярко выраженных базальных слоев в основании вендской толщи, несмотря на громадный перерыв, обусловлено, как и в других регионах, общим регрессивным строением излучинской серии [15].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ информации по неопротерозою севера Сибири свидетельствует о том, что вся периферия Сибирского кратона в это время развивалась по одному плану. Общим является последовательность структурных элементов: внутрикратонные депрессии, перикратонные прогибы, окраинные структуры океанического блока. Близка специфика развития каждого из них, обусловленная, как и на юге, перестройками на границах основных стратиграфических подразделений — маяния, байкалия, венда. Эти событийные рубежи повсеместно примерно одновременны: 1100, 850, 650 млн лет соответственно. На основании ряда прямых данных о возрасте, в маянии выделяются более дробные стратиграфические подразделения — керпылий и лахандиний. Сложность детализации стратиграфической шкалы здесь определяется рядом причин. Хотя комплексы строматолитов и микрофоссилий в керпылии принципиально отличаются от встреченных во вмещающих отложениях, но по набору характерных таксонов они варьируют при переходе от одного структурно-фациального района к другому. Поэтому особого внимания заслуживает обоснование общей палеонтологической характеристики этого стратиграфического подразделения. Принципиальная тектоническая перестройка в основании керпылия всюду сопровождается резкой сменой комплекса органических остатков, поэтому именно этот рубеж наиболее благоприятен в качестве нижней границы верхнего рифея и неопротерозоя. Постепенный характер перехода от керпылия к лахандинию определяет очевидную неопределенность разделяющей их границы. Поэтому при установлении ее используются, как правило, картируемые границы стратиграфических подразделений. Но постепенное увеличение количества характерных лахандинских таксонов в верхах этого подразделения оправдывает подобный подход к обоснованию. Спецификой подразделений маяния, таким образом, является сводный характер палеонтологической характеристики керпылия и условность нижней границы лахандиния.

Разновариантны также результаты геохронологического датирования подразделений маяния на севере Сибири, в особенности полученные разными методами в дебенгдинской и юсмастахской свитах Оленекского и Анабарского поднятий. Анализ исходных данных приводит нас к выводу о большей вероятности датировок, подтверждающих верхнерифейский возраст этих подразделений, что соответствует биостратиграфической информации об их возрасте.

Итак, нижняя граница керпылия, маяния, верхнего рифея и неопротерозоя является принципиальнейшим геодинамическим рубежом. На Таймыре, в пределах блока с океанической корой, с ним связан магматизм и метаморфизм с возрастом порядка 1100 млн лет. В перикратонном прогибе (Игарско-Норильский район) отражением этих событий стал вулканогенно-обломочный состав керпыльских отложений (лудовская свита). Западнее, в сторону океанического блока, она полностью заместила мощной толщей игарских вулканитов основного состава. В поясе внутрикратонных депрессий с предкерпыльскими событиями связаны значительные размыты и перерывы в осадконакоплении. Наиболее ярко они проявились в Уджинском рифте, осложняющем поднятие, разделяющее пояс. Здесь с ними связаны угловое несогласие между нижним рифеем и унгуохтахской свитой и вулканогенный состав последней (см. рис. 2). Как и на юге Сибири [4, 5], эти события соответствуют гренвильской орогении, игравшей исключительную роль в формировании суперконтинента Родиния.

Гораздо сложнее обосновывается событийная сущность рубежа, разделяющего на севере Сибирского кратона маяний и байкалий. Это связано с тем, что байкальские отложения здесь полностью отсутствуют, и на маяний со структурным несогласием ложится прямо верхний венд. Многие исследователи объясняют охарактеризованные взаимоотношения только предвендским размывом. Однако гораздо вероятнее связывать их не столько с предверхневендскими событиями, сколько с не менее интенсивной предбайкальской тектонической перестройкой [1, 4, 15 и др.]. Актуальность данной проблемы заставляет еще раз резюмировать связанную с ней информацию. Наибольший интерес представляют сведения о самой северной части Приенисейского перикратонного прогиба Енисейского кряжа. В ней находится изометричная Тейско-Вороговская структура с мощным разрезом байкалия, а в несколько более северном Туруханском прогибе он уже полностью отсутствует [4, 7 и др.]. В Тейском и Вороговском сопряженных прогибах байкалий предшествовало становление гранитных батолитов (850 млн лет), а затем надвигообразование и многокилометровый размыв [3, 4, 13 и др.]. Осадконакопление началось терригенными породами чингасанской серии с валунными тиллитообразными вороговскими конгломератами. Наиболее мощные и полные разрезы среднебайкальской чингасанской серии приурочены к осевой части Тейского и Вороговского прогибов. К их периферии происходит общее сокращение мощностей всего разреза серии, в значительной мере обусловленное последовательным выпадением все более молодых ее подразделений (вначале выклинивается лопатинская свита, а затем карьерная свита и на маяний ложится прямо чивидинская). Эта тенденция затем прогрессирует. Чапская серия, перекрывающая чингасанскую, выходит далеко за пределы ее распространения. Как и ранее это происходит одновременно с трансгрессивным перекрытием древних отложений (суворовская свита) более молодыми. В результате по периферии Тейско-Вороговского прогиба различные свиты маяния с глубоким размывом перекрываются все более молодыми слоями байкалия. На юге это уже тасевская серия, одновозрастная и сходная по составу с чапской [10]. В центральной же части Тейского прогиба эти подразделения согласно перекрывают подстилающие слои байкалия. Все эти взаимоотношения, прекрасно видные на разных геологических картах, в том числе и на последней м-ба 1:500 000 геологической карте Енисейского кряжа [48], свидетельствуют о том, что именно предбайкальская перестройка стала основным событием в верхах неопротерозоя, обусловившим на обширных территориях длительное прекращение осадконакопления, местами восстановившееся лишь в венде. Несмотря на интенсивное проявление предвендских событий, в Сибири наблюдается определенная унаследованность байкальского структурного плана нижневендским [1, 23]. Как и в байкалии, верхний венд там распространен гораздо шире нижнего. Таким образом, в венде продолжается общая тенденция развития структуры, заложившейся в раннем байкалии. Изменения разреза неопротерозоя по профилю от центральной части Тейского прогиба к Туруханскому, а затем и Игарско-Норильскому прогибам аналогичны тем, которые происходят в сторону его восточной периферии. После предбайкальской перестройки осадконакопление в северных районах платформы возобновилось только в венде. Но если на севере платформы венд развит еще в достаточно полном объеме [49], то на Таймыре донемакит-далдынская часть его разреза представлена лишь маломощной посадочной свитой. Это свидетельствует о том, что в северном океаническом обрамлении Сибирской платформы предбайкальская тектоническая перестройка проявилась наиболее интенсивно. Это и привело, в конечном итоге, к выпадению байкалия на обширной территории.

Охарактеризованная тенденция развития севера Сибири в неопротерозое согласуется с нашей интерпретацией информации о возрасте океанических вулканогенных толщ в Борзовско-Чукчинской и Ждановской СФЗ и истории формирования этих структур. Обширные поля выполняющих их островодужных вулканитов маяния секутся поясами узких пластовых тел, сложенных офиолитами с возрастом 850 млн лет, т. е. офиолиты не предшествуют керпыльскому вулканизму, а завершают его в связи с байкальским рифтогенезом. Таким образом, наша трактовка истории развития севера Сибири в неопро-

терозое полностью подтверждает заключение, сделанное ранее В.Е. Хаиным [35] о том, что основными событиями этого времени на Таймыре были гренвильская (1100 млн лет) и раннебайкальская (850 млн лет) перестройки.

Автор благодарен всем организациям, особенно Красноярской геолого-съёмочной экспедиции, сделавшим возможным проведение исследований в труднодоступных районах севера Сибири.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64765 и 05-05-64229).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Хоментовский В.В.** Венд. Новосибирск, Наука, 1976, 269 с.
2. **Хоментовский В.В., Карлова Г.А.** Граница немакит-далдынского и томмотского ярусов (венд—кембрий) Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002, т. 10, № 3, с. 13—34.
3. **Хоментовский В.В.** Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (8), с. 43—56.
4. **Хоментовский В.В.** Байкалий Сибири (850—650 млн лет) // Геология и геофизика, 2002, т. 43(4), с. 313—333.
5. **Хоментовский В.В., Постников А.А.** Неопротерозойская история развития Байкало-Виллюйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2001, № 3, с. 3—21.
6. **Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П.** Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М., Наука, 1972, 354 с.
7. **Семихатов М.А., Серебряков С.Н.** Сибирский гипостратотип рифея. М., Наука, 1983, с. 221.
8. **Парфенов А.М., Кузмин М.И.** Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М., МАИК „Наука“/Интерпериодика, 2001, 571 с.
9. **Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.** Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1982, 225 с.
10. **Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1983, 215 с.
11. **Khomentovsky V.V., Karlova G.A.** Biostratigraphy of the Vendian-Cambrian beds and the lower Cambrian boundary in Siberia // Geol. Mag., 1993, v. 130, № 1, p. 29—45.
12. **Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А. и др.** Венд Байкало-Патомского нагорья // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (4), с. 465—484.
13. **Хоментовский В.В.** Байкалий — принципиальный этап истории геологического развития Сибири // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., Наука, 1990, с. 222—237.
14. **Шенфиль В.Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 185 с.
15. **Хоментовский В.В.** Актуальные вопросы стратиграфии неопротерозоя в сибирском гипостратотипе рифея // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 529—545.
16. **Пономарчук В.А., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С. и др.** Прямое датирование строматолитов Оленекского поднятия К-Аг методом // Докл. РАН, 1994, т. 339, № 3, с. 378—381.
17. **Горохов И.М., Яковлева О.В., Семихатов М.А., Ивановская Т.А.** Rb-Sr и K-Ar возраст и мессбауэровские спектры глобулярных слоистых силикатов глауконитового ряда: дебенгдинская свита среднего рифея Оленекского поднятия, Северная Сибирь // Литология и полезные ископаемые, 1995, № 6, с. 615—631.
18. **Сергеев В.Н., Нолл А.Х., Колосова С.П., Колосов П.Н.** Микрофоссилии в кремнях из мезопротерозойской (среднерифейской) дебенгдинской свиты Оленекского поднятия севера Восточной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994, т. 2, № 1, с. 23—38.
19. **Комар Вл.А.** Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М., Наука, 1966, 122 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 15).
20. **Якшин М.С.** Микробиота котуйканской свиты билляхской серии Анабарского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1986, с. 84—98.
21. **Крылов И.Н.** Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М., Наука, 1975, 243 с.
22. **Шишкин Б.Б.** К вопросу о стратиграфическом расчленении верхнедокембрийских образований на территории Западного Прианабарья // Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы. Якутск, 1978, с. 66—75.
23. **Хоментовский В.В.** Венд Сибирской платформы // Вендская система, Т. 2. М., Наука, 1985, с. 83—161.
24. **Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.** К стратиграфии рифейских отложений западного склона Анабарского массива // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 31—42.
25. **Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.H. et al.** Global events across the Mezoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precam. Res., 2001, v. III, p. 165—202.

26. **Горохов И.М., Семихатов М.А., Мельников Н.Н. и др.** Rb-Sr геохронология среднерифейских аргиллитов юस्ताхской свиты Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 3, с. 3—24.
27. **Верниковский В.А.** Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996, 200 с.
28. **Мальцев Ю.М., Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю.** Стратиграфия и палеонтология верхнедокембрийских отложений Таймыра // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 79—105.
29. **Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Гончаров Ю.И. и др.** Геологическая карта Горного Таймыра, м-б 1:500 000: Объяснительная записка. Красноярск, 1986, 177 с.
30. **Забияка А.И., Забияка И.Д., Верниковский В.А. и др.** Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. Новосибирск, Наука, 1986, 143 с.
31. **Якшин М.С.** О каланчевском комплексе микрофитоцитов рифея Сибири // Геология и геофизика, 1975 (2), с. 44—52.
32. **Терлеев А.А.** Стратиграфия и микрофитоциты, известковые водоросли в позднедокембрийских—раннекембрийских отложениях северо-западной части Восточного Саяна: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1984, 16 с.
33. **Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф.** Позднедокембрийско-раннепалеозойский этап геологического развития Таймыро-Североземельской складчатой области // Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 55—61.
34. **Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Гончаров Ю.И. и др.** Геологическая карта Горного Таймыра. М-б 1:500 000. Л., ВСЕГЕИ, 1983, 6 листов.
45. **Хаин В.Е.** Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979, 356 с.
36. **Семихатов М.А., Овчинников Г.В., Горохов И.М. и др.** Изотопный возраст границы среднего и верхнего рифея: Pb-Pb геохронология карбонатных пород лахандинской серии, Восточная Сибирь // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 2, с. 216—221.
37. **Хоментовский В.В., Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш.** Событийные рубежи и микрофоссилии для стратиграфической шкалы неопротерозоя // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 1, с. 90—92.
38. **Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С.** Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1985 (7), с. 25—33.
39. **Беззубцев В.В., Коптев И.И., Мусатов Д.И. и др.** К стратиграфии кембрия Центрального и Восточного Таймыра // Геология и геофизика, 1979 (10), с. 39—45.
40. **Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф., Лазаренко Н.П., Красиков Э.М.** К проблеме стратиграфии позднедокембрийских—раннепалеозойских отложений Центрального Таймыра // Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л., НИИГА, 1978, с. 5—21.
41. **Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М.** Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники. М., 1987, с. 31—57.
42. **Козлов Г.В., Александров В.С., Аксенова Л.А. и др.** Опорные разрезы верхнедокембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1992, т. 1, 120 с.; т. 2, 97 с.
43. **Гелецян Г.Г.** Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игаро-Туруханского района. Новосибирск, Наука, 1974, 167 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 197).
44. **Ржевский В.Ф., Чехович К.М.** Стратиграфия докембрия Игарского района // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 101—114.
45. **Pratt V.R.** Epiphyton and Renalcis-diagenetic microfossils from calcification of coccoid blue algae // J. Sedim. Petrol., 1984, v. 54, p. 948—971.
46. **Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. и др.** Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М., Наука, 1969, 380 с.
47. **Лучинина В.А., Коровников И.В., Сипин Д.П., Федосеев А.В.** Биостратиграфия верхнего венда — нижнего кембрия разреза р. Сухариха (Сибирская платформ) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (8), с. 1346—1358.
48. **Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грибовская Ж.М.** Государственная геологическая карта Енисейского края м-ба 1: 500 000. Красноярск, Красноярскгеолсъемка, 1998.
49. **Bartley J.K., Pope M., Knoll A.H. et al.** A Vendian-Cambrian boundary succession from the northwestern margin of the Siberian Platform: stratigraphy, palaeontology, chemostratigraphy and correlation // Geol. Mag., 1998, v. 135, № 4, p. 473—494.