

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПРОТЕРОЗОЯ

УДК 551.72:552.58:571.5:550.42

СТРОЕНИЕ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КАРБОНАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Е.М. Хабаров, И.В. Вараксина

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

На основании имеющихся седиментологических, изотопно-геохимических и геофизических данных уточнена внутривассейновая корреляция и, соответственно, строение мезопротерозойских отложений Байкитской антеклизы. Показано, что в пределах Байкитской антеклизы вскрыт довендский разрез, который может быть скоррелирован с разрезом тейской и сухопитской (допогорюйской части) серий мезопротерозоя Енисейского кряжа. Вышележащие образования тунгусикской серии в пределах Байкитской антеклизы в основном уничтожены во время тектонических событий в раннепротерозойское (около 860 млн лет назад) и предвендское время.

Полученные результаты позволили уточнить вариации обстановок седиментации мезопротерозойских отложений Байкитской антеклизы и Енисейского кряжа и построить палеогеографические схемы на отдельные временные интервалы в современных координатах. Доминирование в разрезе перитидальных комплексов, многочисленные свидетельства субаэральной экспозиции показывают, что процесс карбонатонакопления периодически прерывался, и в эти периоды, которые могли быть продолжительными, происходил транзит тонкого силикокластического материала, который сбрасывался с окраины шельфа в глубоководный бассейн, расположенный юго-западнее. Наиболее заметные периоды транзита силикокластического материала фиксируются в раннеюрубченское, долгоктинское и поздневингольдинское время, хотя основной поток, поставлявший силикокластический материал в пределы Енисейского кряжа, проходил южнее Байкитского карбонатного шельфа.

Бассейн с преимущественно карбонатной седиментацией в мезопротерозое занимал обширную территорию западной части Сибирской платформы и распространялся до западной окраины Анабарского щита, мезопротерозойские отложения которой имеют сходное строение и близкие изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические характеристики довендским отложениям Байкитской антеклизы. Область с карбонатной седиментацией на территории Байкитской антеклизы была в основном удалена от края шельфа, ширина которого в мезопротерозое была существенно больше, чем его фрагменты, фиксируемые в современной структуре западной окраины Сибирского кратона.

Нефтегазоносные комплексы, седиментология, изотопы углерода и стронция, мезопротерозой, Байкитская антеклиза, Енисейский кряж, Катангская седловина, Сибирский кратон.

THE STRUCTURE AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF MESOPROTEROZOIC
PETROLIFEROUS CARBONATE COMPLEXES IN THE WESTERN SIBERIAN CRATON

E.M. Khabarov and I.V. Varaksina

On the basis of available sedimentological, isotope-geochemical, and geophysical data, we have refined the intrabasinal correlation and the structure of Mesoproterozoic deposits of the Baikite antecline. A pre-Vendian section was stripped within the Baikite antecline, which can be correlated with the section of the Mesoproterozoic Teya and Sukhoi Pit (pre-Pogoryui) Groups of the Yenisei Ridge. Most of the overlying deposits of the Tungusik Group were destroyed during the tectonic events in the Early Neoproterozoic (~860 Ma) and pre-Vendian time.

Using the results obtained, we have refined the variations in the sedimentation environments of Mesoproterozoic deposits in the Baikite antecline and Yenisei Ridge and constructed paleogeographic schemes for particular time intervals in the modern frame of references. The predominance of peritidal complexes and numerous signs of subaerial exposition indicate that the carbonate accumulation was periodically interrupted. In the periods (sometimes, long) when this process stopped, fine silicoclastic material was transited from the shelf edge into a deep basin localized southwest of the Baikite antecline. The longest transition periods were in Early Yurubchen, Dolgokta, and Late Vingol'da time, though the main flow supplying silicoclastic material to the Yenisei Ridge passed south of the Baikite carbonate shelf.

In the Mesoproterozoic, the basin with predominantly carbonate sedimentation occupied a vast area in the western Siberian Platform, extending to the western margin of the Anabar Shield, where the Mesoproterozoic

deposits were similar in structure and isotope-geochronological and isotope-geochemical characteristics to the pre-Vendian deposits of the Baikit anticline. Most part of the area with carbonate sedimentation in the Baikit anticline was remote from the shelf edge. The Mesoproterozoic shelf was much wider than its fragments in the recent structure on the western margin of the Siberian craton.

Petroliferous complexes, sedimentology, carbon and strontium isotopes, Meso-Neoproterozoic, Baikit anticline, Yenisei Ridge, Katanga saddle, Siberian craton

ВВЕДЕНИЕ

В работах академика А.А. Трофимука еще в начале шестидесятых годов прошлого столетия была обоснована потенциальная нефтегазоносность докембрия Сибирской платформы [Трофимук, 1960]. Позднее эти предположения были подтверждены бурением, и на территории Сибирской платформы открыты многочисленные месторождения нефти и газа. Один из таких объектов — Байкитская антеклиз, которая расположена на западе Сибирской платформы, в ее пределах продуктивными являются отложения мезопротерозоя и неопротерозоя [Трофимук, 1992; Конторович и др., 1996; Кошук и др., 1998; Хахинов и др., 2000; и др.].

Обзор имеющейся информации по довендским отложениям Байкитской антеклизы показывает, что структура осадочного комплекса чрезвычайно сложная из-за развития многочисленных разноранговых дизъюнктивных и пликативных дислокаций, поэтому внутрибассейновая корреляция отложений остается во многом дискуссионной. Возраст и корреляция мезопротерозойских комплексов Байкитской антеклизы с мезопротерозойскими и неопротерозойскими осадочными образованиями соседних регионов, в частности Енисейского кряжа, также обсуждаются. Многие исследователи относят довендские карбонатные отложения преимущественно к неопротерозою [Сурков и др., 1996; Хоментовский, Наговицин, 1998; Мельников и др., 2005] и коррелируют их с существенно карбонатными комплексами тунгусикской и осянкой серий неопротерозоя Енисейского кряжа, другие — к дорифею [Виноградов и др., 1998]. По результатам наших седиментологических, изотопно-геохимических исследований, в Байкитском довендском разрезе преобладают мезопротерозойские отложения [Хабаров и др., 1998, 2002; Пономарчук, Хабаров, 2001]. В последние годы компанией «НГК Славнефть» были пробурены новые скважины с отбором керна. В результате проведенных исследований получены новые данные, которые позволили уточнить региональную и межрегиональную корреляцию довендских разрезов, реконструировать обстановку седиментации и установить перестройки бассейновой структуры в пределах Байкитской антеклизы и прилегающих территорий. Заметим, что Байкитская антеклиз — один из немногих объектов, на примере которого можно выявить специфику карбонатной седиментации в интракратонных бассейнах позднего докембрия.

В статье приведены результаты исследования строения, интра- и интербассейновой корреляции и эволюции обстановок седиментации карбонатных комплексов Байкитской антеклизы и соседних территорий.

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Байкитская антеклиз расположена на западе Сибирской платформы (рис. 1) и рассматривается как крупнейшая нефтегазоносная структура, в которой продуктивными являются отложения рифея (мезо-неопротерозоя) [Трофимук, 1992; Конторович и др., 1996]. Под вендским осадочным чехлом на Байкитской антеклизе выделяются несколько блоков (наиболее известные среди них юго-западный Юрубчено-Тохомский и северо-восточный Куномбинский) с разной степенью дислоцированности, разделенные многочисленными разломами, которые группируются в две системы северо-восточного и северо-западного простирания, нередко с амплитудой вертикального смещения блоков более 1 км. В результате дислокаций на предвендскую эрозионную поверхность выведены толщи различных стратиграфических горизонтов. Довендские отложения в основном залегают субгоризонтально, однако в приразломных зонах угол наклона слоев достигает 30—50° и даже 90°. Некоторые из разломов представляют собой взбросо-надвиги, и в разрезах некоторых скважин возможно перекрытие относительно молодых отложений более древними. Такая ситуация фиксируется, в частности, в скв. Ю-66, где ниже гранитоиднейсов архей-нижнепротерозойского фундамента наблюдаются карбонатные отложения мезопротерозоя.

В довендском разрезе устанавливается несколько толщ (снизу вверх) (рис. 2):

	Мощность, м
1) зелендуконская — кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, реже гравелиты, конгломераты и алевролиты.....	более 200
2) вздрэшевская — зеленовато- и темно-серые аргиллиты с пакетами алевролитов, редко известняков и доломитов	до 300
3) мадринская — темно-серые аргиллиты, часто алевролитистые с тонкими слоями и пакетами глинистых доломитов (редко известняков) и алевролитов	около 300

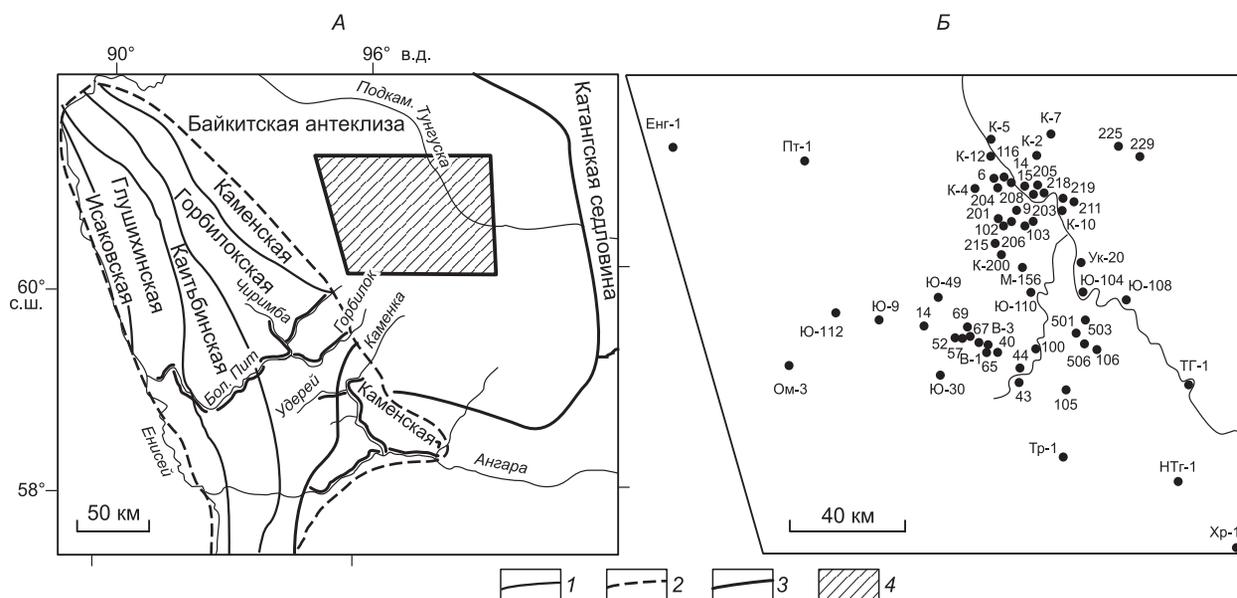


Рис. 1. Структурно-формационная зональность и основные изученные разрезы мезопротерозойских отложений Енисейского кряжа (А) и расположение скважин в центральной части Байкитской антеклизы (Б).

1, 2 — границы: 1 — между зонами, 2 — Енисейского кряжа; 3 — основные изученные разрезы, 4 — расположение скважин в центральной части Байкитской антеклизы (см. Б).

4) юрубченская — серые и темно-серые строматолитовые и комковато-интракластические доломиты со слоями и пакетами кварцевых песчаников и песчаных доломитов, особенно в нижней части	500—550
5) долготинская — аргиллиты, алевролиты с прослоями и пакетами доломитов и силикокластических песчаников	100—120
6) куомбинская — зеленовато-серые и темно-серые строматолитовые, комковато-пизолито-интракластические доломиты (иногда известняки) с редкими прослоями и пакетами алевропесчаников и аргиллитов	500—600
7) копчерская — серые, темно-серые и зеленовато-серые аргиллиты и доломиты	110—120
8) юктенская — светло-серые с зеленоватым и кремевым оттенком строматолитовые и комковато-пизолито-интракластические доломиты	400—420
9) рассолкинская — оолито-пизолито-интраклатические и строматолитовые доломиты, с пакетами аргиллитов, алевролитов, реже песчаников	120—180
10) вингольдинская — оолито-пизолито-интракластические и строматолитовые доломиты с пакетами силикокластических пород в основании и верхней части толщи	до 600
11) токурская — зеленовато-серые аргиллиты с прослоями доломитов	120—130
12) ирэмэжнская — строматолитовые доломиты с горизонтами аргиллитов	более 200

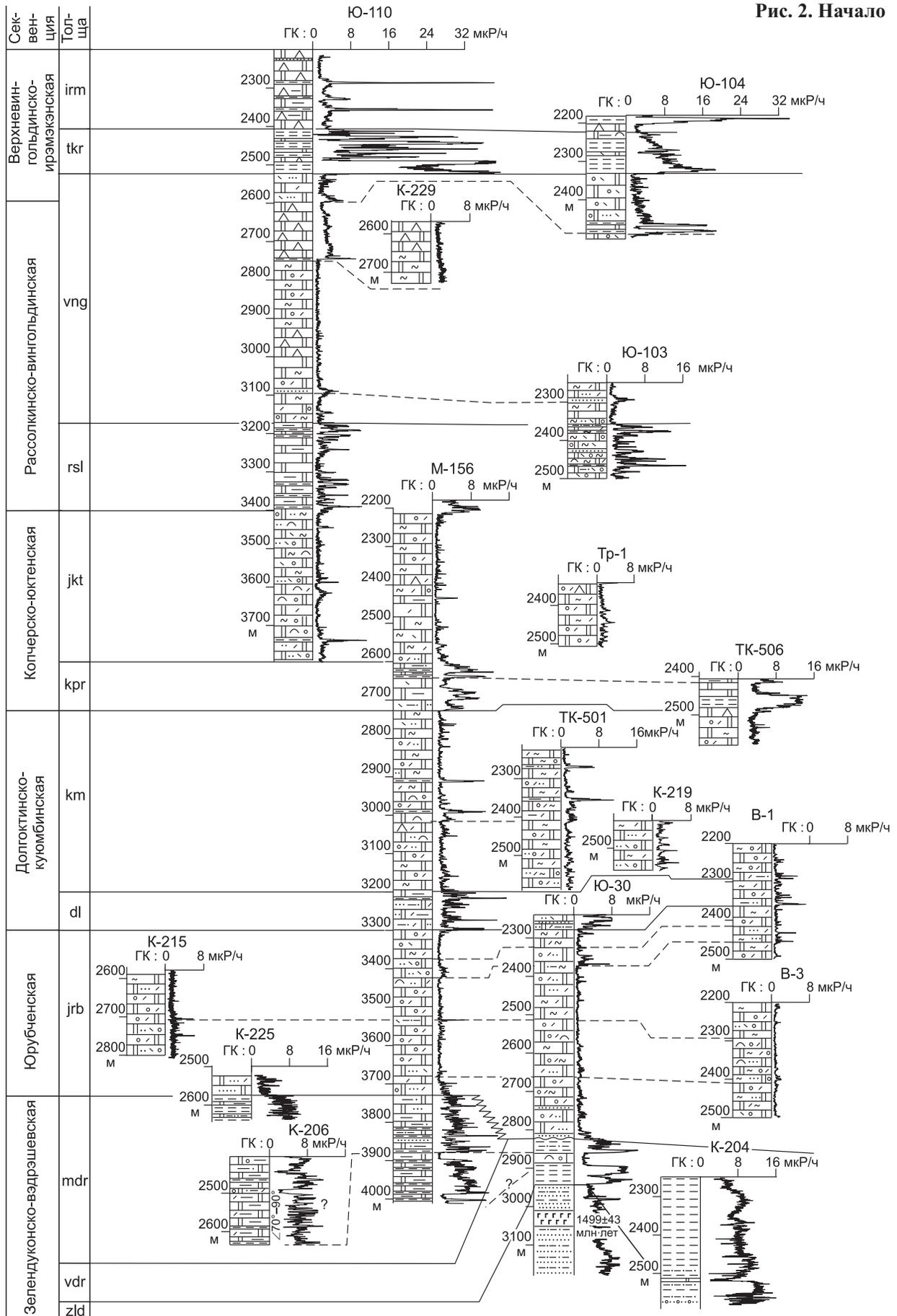
По латерали мощность и состав литологических комплексов изменчивы. В разрезах некоторых скважимадринская толща представлена не в полном стратиграфическом объеме, что, возможно, связано с ее частичным размывом в предюрубченское время.

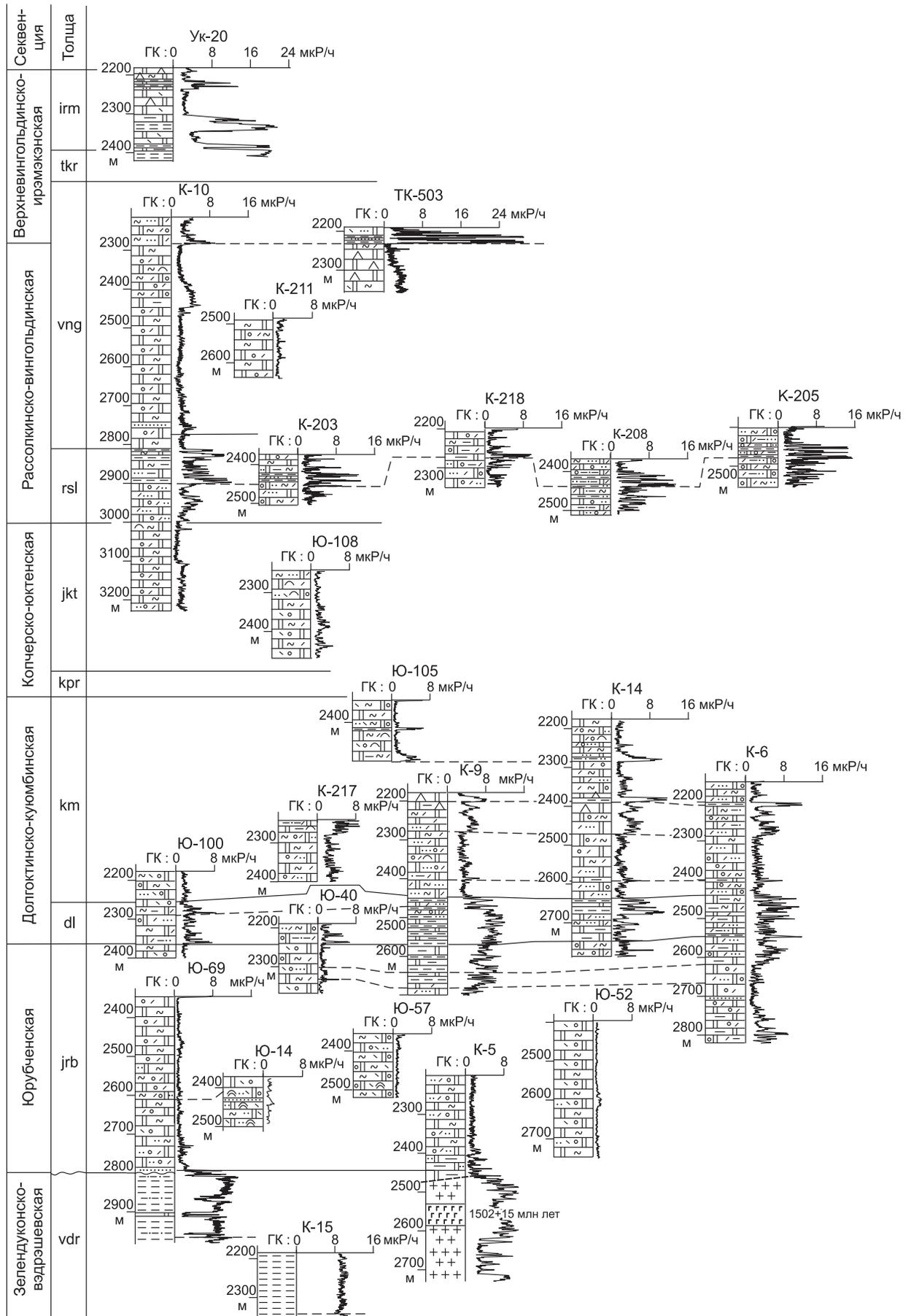
Принятый нами вариант корреляции скважин базируется на результатах седиментологических, геофизических и изотопно-геохимических ($\delta^{13}\text{C}$) исследований. Более подробно методы корреляции довендских отложений Байкитской антеклизы рассмотрены в работе [Хабаров и др., 2002].

Енисейский кряж — сложная складчато-надвиговая структура, сформированная в основном во время раннепротерозойской коллизии (около 860 млн лет назад) и осложненная во время более поздних геологических событий [Семихатов, 1962; Вотях, 1968; Постельников, 1980; Волобуев, 1993; Хаин и др., 1993; Хабаров и др., 1996; Конторович и др., 1996; Сурков и др., 1996; Хоментовский, 1996, 2007; Ножкин и др., 1999; Хераскова, 1999; Верниковский и др., 2009; и др.].

На территории Енисейского кряжа выделяются несколько типов разрезов мезо- и неопротерозойских отложений, которые отражают палеотектоническую и седиментационную зональность осадочных бассейнов и соответствуют крупным структурно-формационным зонам: Каменской, Горбилоской, Кайт'бинской, Глушихинской и Исаковской (рис. 1, 3). Хотя границы этих зон не всегда совпадают с современными границами главных тектонических элементов Енисейского кряжа, тем не менее наблюдается определенная согласованность в положении современных и палеотектонических зон. Осадочный комплекс Енисейского кряжа надвинут на Сибирскую платформу вдоль Вельминского регионального разлома.

Рис. 2. Начало





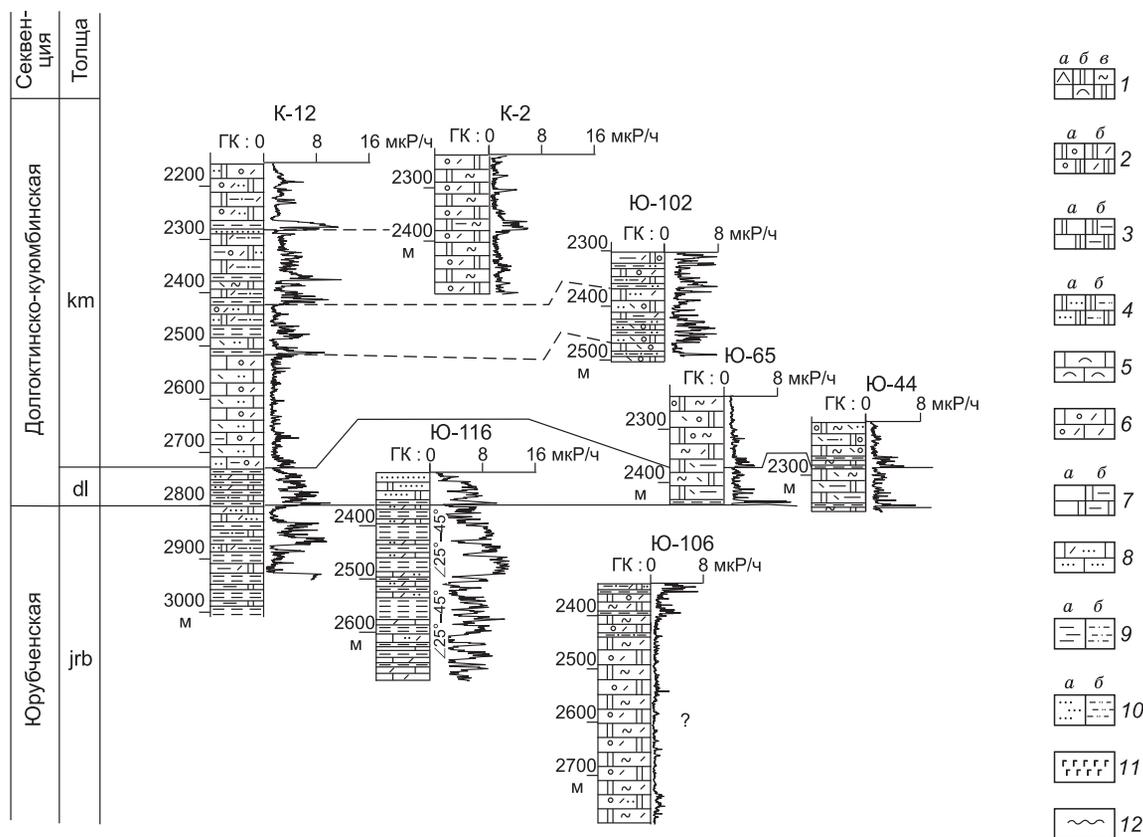


Рис. 2. Корреляция разрезов скважин Байкитской антеклизы.

1—4 — доломиты: 1 — строматолитовые из столчатых конофитоидных (а), столчатых ветвящихся (б), пластовых (водорослевых ламинитов) (в) строматолитов; 2 — оолито-комковато-пизолитовые (а), оолито-комковато-интракластические (б); 3 — тилит-микритовые частично перекристаллизованные (а), глинистые (б); 4 — песчаные и песчанистые (а), алевролитовые и алевролитистые (б); 5—8 — известняки: 5 — строматолитовые, б — комковато-интракластические, 7 — тилит-микритовые (а), глинистые (б), 8 — песчаные и песчанистые (а), алевролитовые и алевролитистые (б); 9 — аргиллиты (а) и аргиллиты алевролитистые (б); 10 — песчаники (а) и алевролиты (б); 11 — долериты; 12 — крупные перерывы. Толщи: zl — зелендуконская, vdr — вздрэшевская, mdr — мадринская, jrb — юрубченская, dl — долгоктинская, km — куюмбинская, кр — копчерская, jkt — юктенская, rsl — рассолкинская, vng — вингольдинская, tkr — токурская, itm — ирэмээнская.

Осадочный комплекс мезо- и неопротерозоя Енисейского края представлен (10—12 км) латерально изменчивыми силикокластическими, карбонатными и вулканогенно-осадочными образованиями. Вулканогенно-осадочные толщи распространены в основном в Глушихинской и Исаковской зонах. Степень метаморфизма отложений, в целом, также возрастает в западном направлении. В составе мезо- и неопротерозоя выделяются несколько серий (снизу вверх): тейская, сухопитская, тунгусикская и ослянская, которые местами с резким угловым несогласием перекрыты поздненеопротерозойскими («байкальскими» и вендскими) толщами. Мезопротерозойский возраст тейской серии дискутируется [Волобуев и др., 1976; Постельников, 1980, 1990; Шенфиль, 1991]. По нашим данным [Хабаров, 1994], в Горбилкокской зоне (р. Чиримба) верхняя часть пенченгинской свиты тейской серии тесно связана с вышележащей кординской свитой сухопитской серии и формирует с вышележащими мезопротерозойскими образованиями единый мощный осадочный комплекс. Подробная характеристика мезопротерозойских отложений Енисейского края приводилась ранее [Хабаров, 1994; Мельников и др., 2005].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Корреляция рифейских разрезов Байкитской антеклизы и Енисейского края. Возраст довендского разреза Байкитской антеклизы обсуждается. Из общегеологических данных следует, что эти отложения сформировались до раннепротерозойской коллизии, интенсивно проявленной на территории соседнего Енисейского края, т.е. не позднее 860 млн лет, однако время заложения Байкитского бассейна остается неясным.

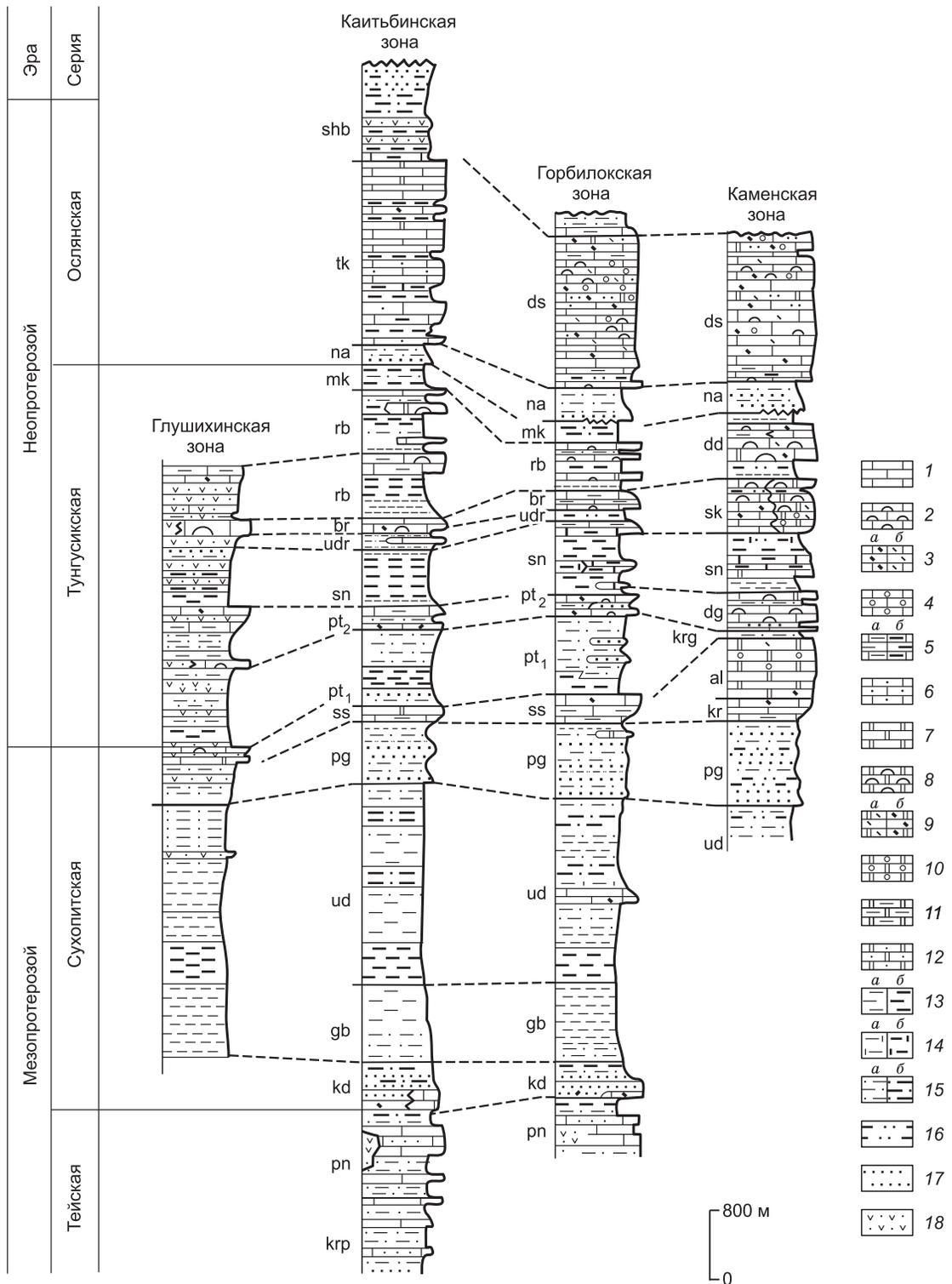


Рис. 3. Схема корреляции разрезов Енисейского кряжа.

1—6 — известняки: 1 — микрит-силтитовые, в разной степени перекристаллизованные, 2 — строматолитовые, 3 — крупно- (а) и мелкоинтракlastические (б), 4 — оолито-комковато-пизолитовые, 5 — глинистые (а) и глинисто-углеродистые (б), 6 — песчаные; 7—12 — доломиты: 7 — микрит-силтитовые, в разной степени перекристаллизованные, 8 — строматолитовые, 9 — крупно- (а) и мелкоинтракlastические (б), 10 — оолито-комковато-пизолитовые, 11 — глинистые, 12 — песчаные; 13—15 — аргиллиты: 13 — малоуглеродистые (а) и углеродистые (б), 14 — известковистые (а) и известковистые углеродистые (б), 15 — алевритистые (а) и алевритистые углеродистые (б), 16 — алевриты, 17 — песчаники, 18 — вулканогенно-осадочные отложения. Свиты: krp — хребта Карпинского, pn — пенченгинская, kd — кординская, gb — горбилоская, ud — удерейская, pg — погоройская, ss — сосновская, kr — карточки, al — аладьинская, pt₁ — нижнепотосуйская, krg — красногорская, pt₂ — верхнепотосуйская, dg — джурская, sn — шунтарская, udr — удоронгская, br — бореминая, sk — Серого Ключа, rb — рыбинская, mk — мокринская, dd — дадыктинская, na — нижеангарская, tk — токминская, ds — дашкинская, shb — Сухого Хребта, sp — чинеульская.

В настоящее время распространено представление, что в пределах Байkitской антеклизы нет отложений древнее 1.0—1.1 млрд лет [Хоментовский, 1996; Сурков и др., 1996; Мельников и др., 2005; и др.]. Хотя некоторые исследователи допускали и более древний возраст отложений [Конторович и др., 1996; Шенфильд, Примачок, 1996; Хабаров и др., 1998, 2002]. При этом большинство исследователей исходит из того положения, что невозможна корреляция преимущественно карбонатных отложений Байkitской антеклизы с преимущественно тонкими терригенными отложениями тейской и сухопитской серий Енисейского кряжа. Поэтому за основу корреляции [Хоментовский, 1996; Сурков и др., 1996; Мельников и др., 2005] берется прямое сопоставление карбонатных отложений нижней части довендского разреза Байkitской антеклизы с первыми мощными карбонатными толщами (свиты карточка и аладьинская) Енисейского кряжа. Такая корреляция кажется наиболее логичной, тем более в основании разреза довендских осадочных образований Байkitской антеклизы залегают полевошпат-кварцевые и кварцевые песчаники зелендуконской толщи, которые автоматически выводятся на уровень погорюйских песчаников разреза Енисейского кряжа. Поскольку возраст последних, по-видимому, не превышает 1.1 млрд лет, считается, что он и является нижним пределом для основания Байkitского разреза довендских отложений.

Эта схема корреляции далеко не однозначна как с общегеологических, так и седиментологических позиций.

Известно, что рифейский (добайкальский) разрез в восточных зонах Енисейского кряжа подразделяется на несколько серий: тейскую, сухопитскую, тунгусикскую, ослянскую. Мощность этих отложений превышает 12 км. Из них около 6 км приходится на доаладьинские отложения.

Если придерживаться наиболее распространенной схемы корреляции, то необходимо допустить седиментационное выклинивание в восточно-северо-восточном направлении 6-километровой толщи преимущественно глубоководных отложений нижней части сухопитской и тейской серий, которые прослеживаются в восточной части Енисейского кряжа. Можно предположить мощный размыв с уничтожением многокилометровой толщи перед началом формирования песчаников зелендуконской и погорюйской свит, однако становится неясным, почему нигде не встречаются хотя бы фрагменты более древних мезопротерозойских отложений.

С другой стороны, геологические данные по Иркинеевскому выступу и Чадобецкому поднятию [Вотах, 1968] однозначно свидетельствуют о мощной эрозии нижненеопротерозойских отложений. Поэтому логичнее предположить, что в разрезе Байkitской антеклизы должны сохраниться, в первую очередь, наиболее древние образования мезопротерозоя.

Следует отметить, что на Енисейском кряже карбонатные отложения распространены не только в ослянской, тунгусикской и в верхах сухопитской серий. Они встречаются также в пенченгинской свите тейской серии, в основании (кординская свита), средней части (удерейская свита, верхняя часть погорюйской свиты) сухопитской серии [Хабаров, 1994]. Замеры направлений перемещения материала в глинисто-карбонатных турбидитах и отложениях карбонатных обломочных потоков в восточных разрезах удерейской свиты Енисейского кряжа свидетельствуют о существовании восточнее и северо-восточнее источника карбонатного материала, карбонатного шельфа с периодическим транзитом через него части силикокластики, поступавшей на территорию Енисейского кряжа, во время низкого стояния уровня моря. При этом основной поток, который поставлял силикокластический материал на территорию Енисейского кряжа, проходил южнее Байkitской антеклизы. В связи с этими данными вполне уместно предположить существенное замещение карбонатных отложений Байkitской антеклизы преимущественно тонкими силикокластическими образованиями Енисейского кряжа с сохранением отдельных «язычков» байkitских карбонатов. Такая ситуация хорошо фиксируется в пределах Енисейского кряжа. Так, на протяжении нескольких десятков километров, в направлении от Каменской зоны к Горбилоской, наблюдается сокращение мощности карбонатных пород двух свит (аладьинской и свиты карточка) от 700 до 200—350 м и замещение их сосновской свитой. При этом мощность вышележащей терригенной красногорской свиты (толща заполнения депрессии перед карбонатной платформой) возрастает в этом направлении от 40—100 до 800—900 м. Подобное взаимное замещение отмечается и при прослеживании джурской карбонатной платформы Каменской зоны при переходе в соседнюю Горбилоскую [Хабаров, Таныгин, 1993; Хабаров, 1994].

Среди строматолитов, которые слагают значительную часть довендского карбонатного разреза Байkitской антеклизы, широко распространены строматолитовые ламиниты и министроматолиты с характерной фиброзной структурой. Такие породы отмечаются во всех карбонатных и терригенно-карбонатных толщах, кроме самых верхних — токурской и ирэмэкэнской [Хабаров и др., 2002; Вараксина, Хабаров, 2007]. Строматолиты с такими структурами характерны для палео- и мезопротерозойских отложений. На Сибирской платформе строматолиты с фиброзной структурой встречаются в основном в нижней части мезопротерозоя — в кютингинской свите Оленекского поднятия и омахтинской свите Учуро-Майского региона [Knoll, Semikhatov, 1998].

Эти данные еще раз подтверждают, что наиболее распространенный вариант корреляции разрезов Енисейского кряжа и Байkitской антеклизы [Хоментовский, 1996; Сурков и др., 1996; Мельников и др.,

2005] не является столь бесспорным. В связи с этим необходима была дополнительная информация, которая бы подтвердила или поставила под сомнение доминирующую точку зрения. Такими исследованиями стали, прежде всего, определения абсолютного возраста отложений с привлечением изотопно-геохимических методов.

На территории Байкитской антеклизы в скв. Ю-30 находится силл долеритов, которые залегают среди песчаников зелиндуконской свиты, а в скв. К-5 сходные долериты отмечены в гранитогнейсах, в приконтактной зоне с мезопротерозойскими отложениями. Датировки долеритов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом показали, что время их внедрения происходило около 1500 млн лет назад [Хабаров и др., 2002; Пономарчук, Хабаров, 2001]. Отсюда следует, что песчаники зелендуконской толщи не могут быть аналогами песчаников погоруйской свиты Енисейского кряжа и, несомненно, древнее их.

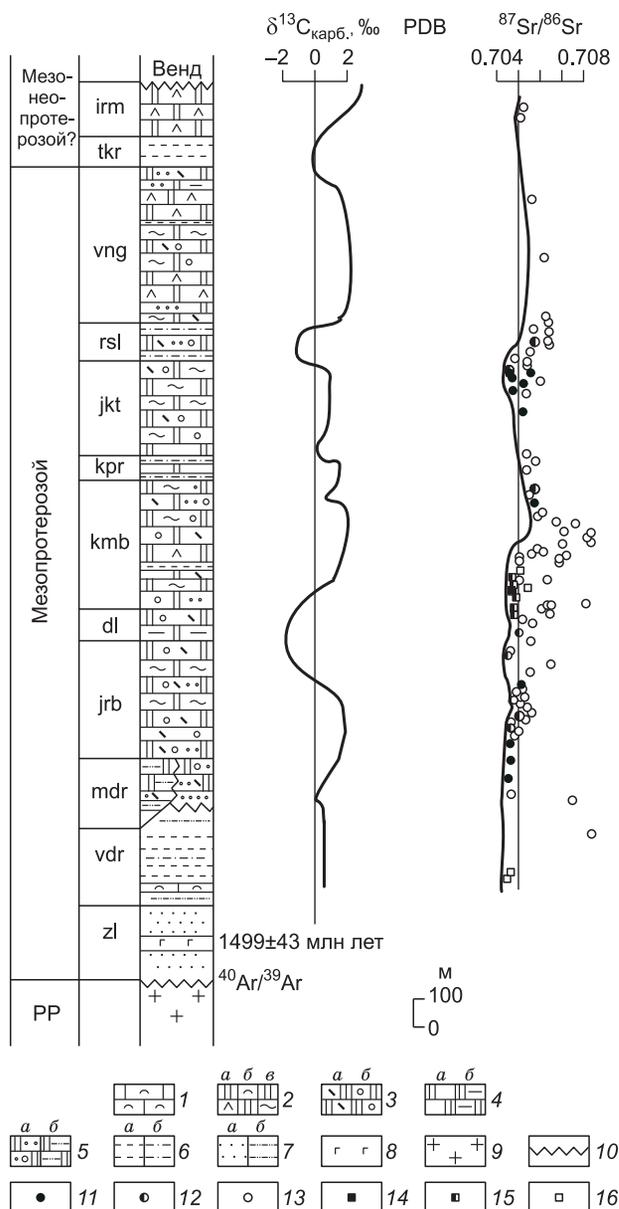
Изучены вариации изотопных составов карбонатного углерода и стронция в карбонатных комплексах Енисейского кряжа, Байкитской антеклизы и Катангской седловины. Результаты этих исследований в основном опубликованы [Хабаров и др., 1999; Хабаров и др., 2002], поэтому приведем лишь данные по изотопному составу стронция Енисейского кряжа и Байкитской антеклизы.

Изотопный состав стронция изучался в растворимой части (после процедуры испарения раствора и сушки твердого остатка) с использованием хроматографического выделения изотопов Sr и Rb. Измерение изотопных составов Sr, Rb проводилось на одноколлекторном масс-спектрометре МИ 1201-Т с использованием рениевых ленточек. Среднее значение нормализованного к $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном карбонате Sr SRM-987 (США) составляло 0.71026 ± 0.00009 (2σ — 3 анализа) и в стандартном образце SrCO_3 ВНИИМ (Россия) — 0.70805 ± 0.00005 (2σ — 15 анализов). Внутренняя погрешность при измерении отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышала 0.00014 и в среднем равнялась 0.00006 (2σ). Изотопный состав С и О измерялся на масс-спектрометре Finnigan-delta (воспроизводимость стандарта ОСО КН-2 (Германия) и МСА (Россия) не превышала 0.1 ‰ по С и 0.15 ‰ по О), а содержания Са, Mg, Fe, Mn в растворимой части карбонатных пород определялись атомно-абсорбционным методом на установке SP9 PI UNIKAM (погрешность не превышала 5 %).

В работе принято, что образцы доломитов с наиболее достоверными величинами Sr-изотопных отношений должны удовлетворять следующим геохимическим критериям: $\text{Mn}/\text{Sr} < 2.5$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 60$, $\text{Rb}/\text{Sr} < 0.005$. Кроме того, мы учитывали содержания Mn (< 200 мкг/г), Fe (< 2000 мкг/г), Rb (в основном < 0.5 мкг/г). Для немногочисленных образцов известняков приняты более жесткие значения элементных отношений: $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.5$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 5.0$, $\text{Rb}/\text{Sr} < 0.001$.

Рис. 4. Изотопные кривые карбонатного углерода и стронция довендских отложений Байкитской антеклизы.

1 — строматолитовые известняки; 2—5 — доломиты: 2 — строматолитовые из столбчатых конофитоидных (а), столбчатых ветвящихся (б), пластовых (водорослевых ламинитов) (в) строматолитов; 3 — оолито-комковато-интракластические (а), оолито-комковато-пизолитовые (б); 4 — силтит-микритовые частично перекристаллизованные (а), глинистые (б); 5 — песчаные и песчанистые (а), алевролитовые и алевритистые (б); 6 — аргиллиты (а) и аргиллиты алевритистые (б); 7 — песчаники (а) и алевролиты (б); 8 — долериты; 9 — гранитогнейсы фундамента; 10 — стратиграфические перерывы; 11—13 — доломиты: 11 — наименее измененные, 12 — умеренно измененные, 13 — измененные; 14—16 — известняки: 14 — наименее измененные, 15 — умеренно измененные, 16 — измененные. Индексы толщ см. на рис. 2.



Известно, что в геологической истории океана существует общий тренд возрастания изотопных отношений стронция, который осложнен вариациями, отражающими изменение баланса в морской воде мантийного и континентального стронция с разным изотопным составом. Установлено, что в неопротерозойских и более молодых карбонатных отложениях не встречаются значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ниже 0.705 [Покровский, Виноградов, 1991; Asmerom et al., 1991; Miota, Veizer, 1994; Горохов и др., 1995; Hall, Veizer, 1996; Виноградов и др., 1998; Brasier, Lindsay, 1998; Семихатов и др., 2002; Кузнецов и др., 2006; Кей и др., 2007; и др.]. Эти данные позволяют говорить о том, что в случае определения низких значений Sr-изотопных отношений вероятность соответствия этого интервала разреза неопротерозою резко снижается. Для наименее измененных карбонатных пород Байкитской антеклизы характерны низкие (менее 0.705) величины, явно указывающие на их донеопротерозойский возраст (рис. 4, табл. 1). Возможно, что в разрезе нет пород и моложе 1100 млн лет, поскольку положительная аномалия этого возраста, рисуемая на эволюционной кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Мирового океана, в явном виде не фиксируется. Следует отметить, что низкие значения (менее 0.705) величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отмечались в разрезе Байкитской антеклизы и ранее [Виноградов и др., 1998; Хабаров и др., 1998]. Кроме того, они отмечены на территории Сибирской платформы в довендских отложениях Оленекского поднятия [Горохов и др., 1995], Анабарского массива [Покровский, Виноградов, 1991] и Катангской седловины [Виноградов и др., 1994]. Результаты изотопно-геохронологических исследований [Горохов и др., 1995, 2006; Краевский, Пус-

Таблица 1. Химический и изотопный состав довендских карбонатных пород Байкитской антеклизы

Образец	Толща	Mn,	Fe	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Rb/Sr	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измер.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ перв.	$\delta^{18}\text{O}$ ‰, PDB
		мкг/г						мкг/г					
1.30.92	vdr	888	427	0.014	10.1	4.8	0.0030	0.277	88.2	0.0090	0.70417	0.70404	-6.0
1.29.92	»	244	717	0.016	1.7	4.9	0.0025	0.369	146.1	0.0073	0.70459	0.70448	-7.2
1.85.91	mdr	72	2756	0.620	3.6	134.0	0.0055	0.108	19.5	0.0159	0.70468	0.70445	-3.6
1.22.92	jrb	88	415	0.610	2.2	10.4	0.0009	0.038	39.7	0.0027	0.70440	0.70436	-4.1
12.22.92	»	104	1920	0.512	2.2	41.3	0.0009	0.044	46.4	0.0026	0.70475	0.70474	-2.1
12.21.92	»	120	2610	0.522	2.3	50.0	0.0009	0.048	52.1	0.0027	0.70422	0.70421	-2.5
1.79.91	»	93	845	0.590	3.1	27.9	0.0034	0.112	30.2	0.0109	0.70468	0.70452	-2.9
1.13.92	»	91	2061	0.580	2.9	66.7	0.0010	0.051	30.9	0.0133	0.70503	0.70484	-4.2
12.5.92	»	132	2541	0.515	3.5	68.5	0.0013	0.050	37.1	0.0035	0.70491	0.70490	-2.6
12.1.92	»	100	2430	0.531	2.2	52.9	0.0039	0.182	45.9	0.0114	0.70516	0.70510	-2.5
1.10.92	»	81	533	0.670	4.5	30.7	0.0050	0.094	18.0	0.0015	0.70433	0.70430	-5.2
B1.14.97	dl	122	1180	0.403	4.0	36.2	0.0060	0.219	32.6	0.0206	0.70510	0.70507	-2.1
K12.129	kmb	47	2222	0.098	0.3	12.2	0.0013	0.300	181.7	0.0047	0.70443	0.70442	-2.3
K12.126	»	69	1408	0.062	0.4	8.7	0.0017	0.280	160.7	0.0050	0.70461	0.70460	-2.3
K12.111	»	64	1041	0.069	0.2	3.7	0.0025	0.720	281.8	0.0074	0.70489	0.70488	-2.6
21.17.92	»	23	889	0.009	0.1	4.0	0.0009	0.216	218.8	0.0028	0.70453	0.70452	-5.5
K12.101	»	62	1679	0.055	0.4	12.3	0.0016	0.230	136.7	0.0047	0.70471	0.70470	-2.9
21.16.92	»	118	830	0.012	0.8	5.6	0.0017	0.251	146.9	0.0049	0.70461	0.70460	-3.9
1.62.91	»	67	661	0.620	1.4	14.4	0.0035	0.182	48.4	0.0103	0.70554	0.70539	-2.7
2.43.91	jkt	100	800	0.570	2.8	22.4	0.0009	0.034	35.6	0.0029	0.70573	0.70571	-4.4
3.11.92	vng	70	3160	0.518	2.0	92.4	0.0059	0.203	34.2	0.0171	0.70601	0.70576	-2.1
1.49.91	jkt	27	384	0.570	1.4	20.0	0.0020	0.042	19.2	0.0065	0.70518	0.70509	-4.2
1.43.91	»	54	382	0.540	1.8	12.7	0.0005	0.016	30.1	0.0014	0.70460	0.70458	-2.8
1.29.91	»	52	509	0.530	2.1	21.0	0.0030	0.076	24.2	0.0087	0.70553	0.70521	-3.2
1.22.91	»	63	885	0.570	1.0	14.0	0.0007	0.094	63.0	0.0044	0.70478	0.70472	-4.2
1.17.91	»	75	1085	0.610	2.5	36.1	0.0010	0.038	30.0	0.0035	0.70468	0.70463	-3.9
1.8.91	»	100	1370	0.540	2.0	27.5	0.0010	0.067	49.8	0.0064	0.70570	0.70561	-2.2
2.8.91	irm	330	2771	0.500	6.5	54.8	0.0040	0.241	50.6	0.0137	0.70523	0.70503	-5.9
2.5.91	»	401	2450	0.420	8.3	50.8	0.0030	0.174	48.2	0.0100	0.70535	0.70520	-4.1

Примечание. Толщи: vdr — вздрэшевская, mdr — мадринская, jrb — юрубченская, dl — долгоктинская, kmb — куюмбинская, jrt — юктенская, rsl — рассолкинская, vng — вингольдинская, irm — ирэмэкэнская. В таблице приведены данные только для наименее и умеренно измененных образцов (исключая вздрэшевскую, мадринскую и ирэмэкэнскую толщи). Привязку образцов к разрезам скважин см. в работе [Хабаров и др., 2002].

Рис. 5. Изотопные кривые карбонатного углерода и стронция рифейских отложений Енисейского кряжа.

Для углеродной кривой: 1, 2 — известняки: 1 — неизмененные, 2 — измененные; 3, 4 — доломиты: 3 — неизмененные, 4 — измененные; для стронциевой кривой: образцы: 1 — наименее измененные, 2 — умеренно измененные, 3 — измененные. Ост. усл. обозн. см. на рис. 3.

тыльников, 1991; Виноградов и др., 1994; и др.] показывают, что основные части разрезов довендских образований этих регионов сформировались в мезопротерозое. Состав и последовательность этих отложений (в основании разрезов залегают песчаники, которые сменяются аргиллитами, а последние — мощными карбонатными толщами, в которых эпизодически отмечаются пакеты силикокластических отложений) имеют сходство с таковыми Байkitской антеклизы, что также указывает на вероятную близость их стратиграфической позиции. Так, седиментологический анализ довендских отложений Катангской седловины показывает, в частности, что долготинская толща Байkitской антеклизы с возрастом 1250—1270 млн лет [Хабаров и др., 2002] хорошо сопоставляется с существенно силикокластической джелиндуконской толщей из нижней части довендского разреза Катангской седловины. Из джелиндуконской толщи имеются К/Аг датировки (1240–1260 млн лет) хорошо сохранившегося глауконита [Краевский, Пустыльников, 1991].

В карбонатных породах рифея Енисейского кряжа установлен широкий разброс значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7050—0.7095 и выше), однако проведенные петрографические, геохимические и изотопно-геохимические исследования показали, что высокие величины Sr-изотопных отношений связаны в основном с существенными постседиментационными преобразованиями пород (например, образцы из верхней части пенченгинской и основания кординской свит). В образцах из тунгусикской серии (свиты джурская и Серого Ключа) и ослянской серии (дашкинская свита) неопротерозоя, которые наиболее хорошо сохранили первичный Sr-изотопный сигнал, фиксируются величины (0.70502—0.70515) (рис. 5, табл. 2). Вместе с тем в слабоизмененных образцах известняков из свит Серого Ключа и дадыктинской отмечались также и относительно высокие (0.7060—0.7069) величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, однако вероятность этого существенного положительного экскурса сомнительна. Повышенные значения зафиксированы и в измененных образцах из верхней части сухопитской серии мезопротерозоя. Возможно, что аладьинские более высокие значения совпадают с положительной аномалией, характерной для пород с возрастом около 1.1 млрд лет. В целом кривая $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для нижнепротерозойской части разреза Енисейского кряжа соответствует фрагменту эволюционной кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для отложений нижнего неопротерозоя и указывает на более высокую стратиграфическую позицию существенно карбонатных комплексов Енисейского кряжа относительно разреза карбонатных отложений Байkitской антеклизы.

Согласно современным данным по эволюции C-изотопного состава в позднекембрийском океане [Derry et al., 1992; Knoll et al., 1995; Kaufman, 1997; Kah et al., 1999; Walter et al., 2000; McKirdy et al., 2001; Bartly et al., 2001; Lindsay, Brasier, 2002; Halverson et al., 2005; Хабаров, Пономарчук, 2005; Покровский и др., 2006] переход от значений $\delta^{13}\text{C}$, близких к нулевым, к вариациям от –2.0 до 2.0—3.0 ‰ происходит в отложениях, имеющих возраст около 1300 млн лет. Для неопротерозойских карбонатных пород с возрастом 1000—800 (или 750) млн лет характерны гораздо более значительные колебания $\delta^{13}\text{C}$

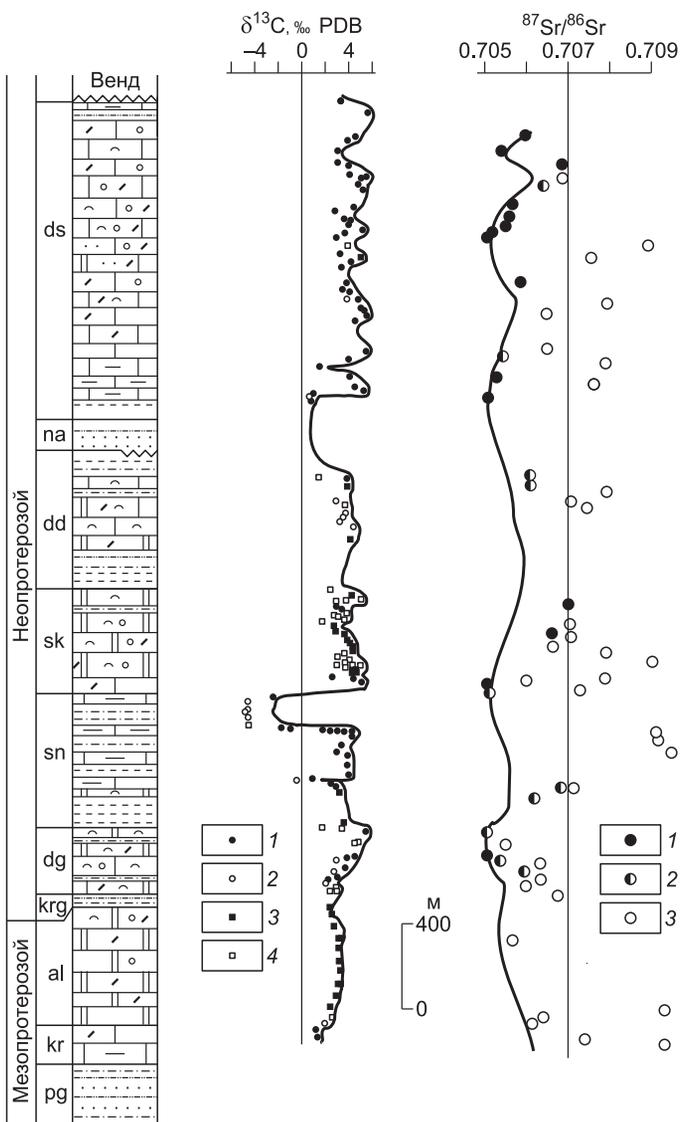


Таблица 2. Химический и изотопный состав рифейских карбонатных пород восточных зон Енисейского кряжа

Образец	Высота от основания свиты, м	Mn	Fe	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Rb/Sr	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измер.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr перв.	δ ¹⁸ O ‰, PDB
		мкг/г						мкг/г					
ss-1	60	1710	46900	0.034	3.2	86.9	0.0085	4.640	540.0	0.0278	0.71483	0.71425	-11,9
ss-2	150	473	1820	0.019	0.6	4.5	0.0002	0.086	399.1	0.0074	0.70739	0.70728	-9,9
ss-3	250	541	1473	0.028	1.1	3.0	0.0017	0.836	482.8	0.0034	0.70627	0.70622	-11,0
ss-4	270	319	1496	0.003	1.5	7.0	0.0001	0.033	212.2	0.0007	0.70663	0.70662	-11,7
ss-5	300	1080	10370	0.042	4.6	43.9	0.0373	8.820	236.0	0.0549	0.71835	0.71757	-11,5
al-3.12.7	310	90	2700	0.297	2.9	88.4	0.0011	0.035	30.6	0.0035	0.70558	0.70553	-3,6
dg-8	78	127	751	0.005	0.4	2.7	0.0014	0.398	276.7	0.0033	0.70598	0.70592	-6,4
dg-10	137	77	875	0.007	0.5	5.7	0.0003	0.043	153.4	0.0031	0.70547	0.70543	-7,8
dg-11	148	118	366	0.034	0.3	1.0	0.0014	0.536	359.4	0.0043	0.70514	0.70508	-7,1
dg-14	320	152	2060	0.020	0.3	4.8	0.0010	0.504	430.0	0.0051	0.70518	0.70511	-5,0
sn-4	380	914	874	0.004	1.0	0.9	0.0006	0.596	912.0	0.0015	0.70675	0.70673	-6,6
sk-2.16.7	90	164	1610	0.011	0.3	2.6	0.0014	0.932	632.8	0.0042	0.70550	0.70546	-4,5
sk-2.1a.7	110	290	2040	0.012	0.4	3.2	0.0012	0.825	635.6	0.0047	0.70509	0.70505	-2,9
sk-16a	140	131	461	0.011	0.3	0.9	0.0018	0.890	486.5	0.0016	0.70507	0.70505	-2,9
sk-11	219	43	642	0.002	0.3	4.4	0.0002	0.026	145.6	0.0004	0.70656	0.70655	-6,5
sk-13	345	60	345	0.011	0.3	1.9	0.0002	0.043	182.1	0.0009	0.70696	0.70695	-6,5
rb-2	440	175	3610	0.006	0.2	3.6	0.0008	0.804	996.8	0.0008	0.70611	0.70604	-10,1
rb-3	445	177	2870	0.005	0.2	2.7	0.0002	0.214	1070.0	0.0043	0.70627	0.70621	-10,0
ds-1	100	298	6670	0.051	0.2	3.8	0.0003	0.590	1750.0	0.0008	0.70514	0.70513	-7,7
ds-6	225	374	5640	0.037	0.4	5.0	0.0009	0.924	944.1	0.0023	0.70530	0.70527	-7,2
ds-8	305	644	1420	0.008	1.4	3.1	0.0004	0.196	458.0	0.0009	0.70539	0.70538	-6,8
ds-9	350	205	3570	0.108	0.5	8.1	0.0009	0.440	440.8	0.0042	0.70671	0.70666	-3,7
ds-11	515	42	820	0.016	0.3	5.4	0.0005	0.078	152.0	0.0011	0.70651	0.70650	-6,3
ds-18	625	63	530	0.009	0.4	3.9	0.0009	0.123	137.7	0.0018	0.70586	0.70584	-4,7
ds-24	835	42	957	0.032	0.2	4.6	0.0010	0.212	206.2	0.0024	0.70502	0.70502	-2,9
ds-25	850	48	1430	0.011	0.2	7.6	0.0009	0.187	189.3	0.0022	0.70515	0.70512	-3,1
ds-27	877	36	670	0.007	0.2	4.7	0.0002	0.036	142.6	0.0006	0.70559	0.70558	-3,6
ds-28	905	64	539	0.008	0.4	3.1	0.0004	0.065	172.5	0.0008	0.70561	0.70560	-6,2
ds-31	961	183	1050	0.007	0.5	2.8	0.0002	0.062	383.3	0.0003	0.70564	0.70563	-6,1
ds-33	1075	228	504	0.007	0.5	1.2	0.0002	0.086	435.9	0.0005	0.70640	0.70639	-3,0
ds-35	1110	56	877	0.024	0.3	4.6	0.0012	0.226	191.1	0.0025	0.70669	0.70666	-8,6
ds-37	1148	51	355	0.025	0.4	3.0	0.0005	0.061	132.5	0.0012	0.70669	0.70667	-4,3
ds-39	1235	32	681	0.003	0.04	0.9	0.0001	0.092	708.9	0.0003	0.70547	0.70546	-5,4
ds-40	1275	62	1760	0.005	0.1	2.9	0.0001	0.064	602.6	0.0002	0.70598	0.70597	-5,2

Примечание. Свиты: ss — сосновская, al — аладьинская, dg — джурская, sn — шунтарская, sk — Серого Ключа (sk-16a, sk-2.1.(а,б).7 — образцы из Ангарского разреза), rb — рыбинская (дадыктинская), ds — дашкинская. Образцы привязаны к основанию каждой из изученных свит. Приведены данные для наименее и умеренно измененных образцов (исключая образцы из сосновской и аладьинской свит). Корреляцию разрезов и распределение образцов см. [Хабаров и др., 1999].

(от -2.0... -3.0 до 4.0—6.0 ‰), а в более молодых неопротерозойских амплитуда этих вариаций еще более возрастает (от -5... -10 до 8—12 ‰). В самом конце неопротерозоя эти вариации вновь несколько уменьшаются. Выяснилось также, что колебания значений δ¹³C контролируются не только глобальными, но и региональными и локальными процессами. Поэтому изотопные исследования, как правило, сопровождаются анализом специфики развития бассейнов и возможных постседиментационных нарушений первичных изотопных систем.

На интегральной кривой вариаций изотопного состава карбонатного углерода в довендских отложениях Байкитской антеклизы видно (см. рис. 4), что в разрезе преобладают в основном относительно низкие положительные значения δ¹³C, которые обычно не превышают 1.5—2.0 ‰, возрастая в верхней

части разреза до 2.5—2.8 ‰. Периодически положительные значения сменяются отрицательными. Наиболее существенный негативный сдвиг (до -2.0 ‰) фиксируется в позднеюрбученско-долгоктинское время. По $\delta^{13}\text{C}$ карбонатного углерода довендские отложения Байkitской антеклизы не выходят за рамки мезопротерозоя.

Сравнение абсолютных значений и трендов $\delta^{13}\text{C}$ Енисейского кряжа и Байkitской антеклизы (см. рис. 4, 5) свидетельствует, что они существенно различаются. На Енисейском кряже величины C-изотопных отношений достигают 5.6 ‰, а значения 3.5—4.5 ‰ являются обычными и существенно превышают таковые Байkitской антеклизы [Хабаров и др., 1999, 2002]. Это является косвенным доказательством разновозрастности преимущественно карбонатных отложений Байkitской антеклизы и карбонатных образований тунгусикской и ослянской серий Енисейского кряжа. Первые явно занимают более низкую стратиграфическую позицию.

В разрезе довендских отложений Катангской седловины выделяются два крупных подразделения: нижнее — терригенно-карбонатное (огневская серия) и верхнее — существенно карбонатное (камовская серия) [Мельников и др., 2005]. Для нижней части разреза характерны вариации от -2 до 2.2 ‰, а сама кривая $\delta^{13}\text{C}$ имеет несомненное сходство с таковой для нижней части довендских образований Байkitской антеклизы. Особенно хорошо проявляется джелиндуконский негативный сдвиг (до -2.0 ‰) в отложениях Катангской седловины (аналог позднеюрбученско-долгоктинского с возрастом 1250—1270 млн лет) (см. рис. 4).

Таким образом, по комплексу общегеологических, седиментологических, изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических данных довендские отложения Байkitской антеклизы сформировались в основном в мезопротерозое. В самое последнее время мезопротерозойский возраст существенной

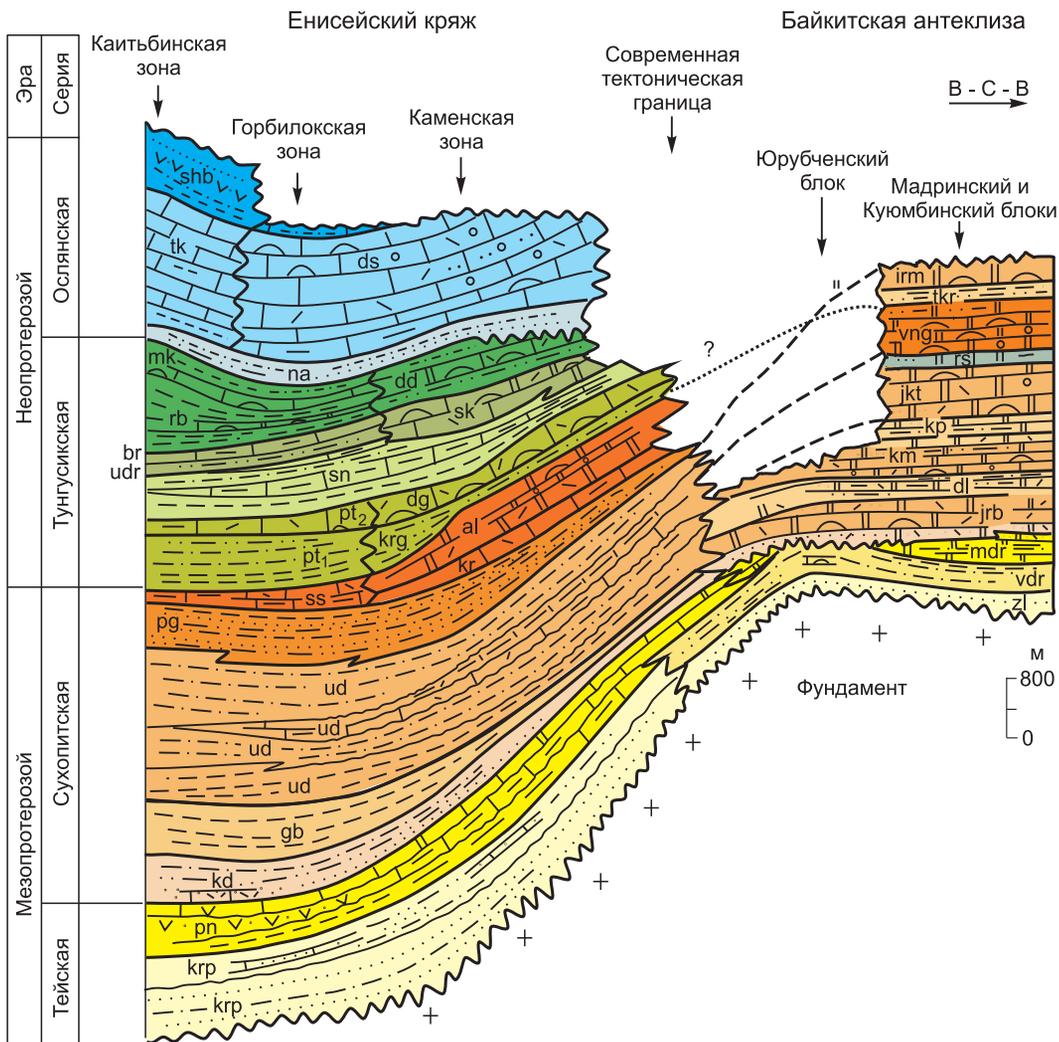


Рис. 6. Стратиграфические соотношения рифейских осадочных комплексов Енисейского кряжа и Байkitской антеклизы.

Индексы свит см. на рис. 2, 3.

части разреза довендских образований стал признаваться и некоторыми другими исследователями [Наговицин и др., 2010].

Предлагаемый вариант корреляции рифейских отложений восточных зон Енисейского кряжа и Байкитской антеклизы показан на рис. 6. Зелендуконская, вздрэшевская и мадринская толщи, по-видимому, соответствуют нижнемезопротерозойской тейской серии или ее основной части, а также самой нижней части кординской свиты. Вышележащие толщи коррелируются с допогорюйской частью разреза сухопитской серии (этот вариант корреляции принят в статье). Возможен также вариант корреляции вингольдинской толщи с аладьинской свитой, а токурскую и ирэмэкэнскую толщи в этом случае можно рассматривать как возможные аналоги красногорской и нижней части джурской свит тунгусикской серии. Вышележащие образования тунгусикской серии в пределах Байкитской антеклизы в основном уничтожены в раннеопротерозойское и предвендское время.

Основные типы отложений Байкитской антеклизы и обстановки седиментации. Довендские отложения Байкитской антеклизы представлены преимущественно карбонатными породами, главным образом синседиментационными раннедиагенетическими доломитами, которые были существенно изменены в диакатагенезе. Среди доломитов выделяются строматолитовые, зернистые (грейнстоуны), микритовые и микритово-зернистые (вакстоуны, пакстоуны).

Среди строматолитовых доломитов наиболее широко распространены ламинитовые (пластово-строматолитовые) доломиты. Обычно они переслаиваются с комковато-интракластическими, комковато-пизолито-интракластическими и интракластическими доломитами, причем переслаивание может быть милли-, санти- и дециметрового масштаба, и иногда образуют самостоятельные (несколько метров) пакеты. В этих породах часто наблюдаются фенестральные и шатровые (терее) структуры, регулярная синседиментационная деструкция микрослоек, иногда трещины усыхания. Отмечаются ассоциации строматолитов ламинитов с министроматолитами, которые представлены мелкими (до 0.5—1.0 см) столбиками. В ламинитах и министроматолитах фиксируются микрослойки с характерной фиброзной (микрошестоватой) структурой, что указывает на первичный арагонитовый состав осадка [Grotzinger, Read, 1983]. Все эти признаки свидетельствуют, что строматолитовые ламиниты образовались в пределах карбонатного шельфа в основном в приливно-отливных и надприливных обстановках с умеренным гидродинамическим режимом, периодически нарушавшимся штормовыми событиями.

Доломиты, сложенные столбчатыми неветвящимися (конофитонидами) строматолитами, отмечаются значительно реже. Они представлены субцилиндрическими крупными субвертикальными столбиками, часто высотой более метра, с синоптическим рельефом до 0.8 м. Межстолбиковое пространство обычно выполнено домикритом. Конофитониды формировались в пределах среднего шельфа (между базами нормального и штормового волнения). Среди столбчатых ветвящихся строматолитов преобладают мелкосреднестолбчатые (высота обычно до 0.15 м). Межстолбиковое пространство заполнено в основном интракластическим или комковато-интракластическим материалом.

В зернистых доломитах обычно наблюдаются различные комбинации зерен (комков, оолитов, пизолитов, интракластов). Исключение составляют интракластические доломиты, где интракласты составляют до 90 % зерен. Часто интракласты представлены фрагментами строматолитовых ламин — строматокластами. Отмечаются породы из крупных составных зерен с единой микробиальной оболочкой — грейпстоуны, которые формировались на тыльной стороне оолито-интракластовых баров. Местами наблюдаются плоскогалечные конгломераты. Зернистые доломиты (часто с многочисленными обломками кварца) распространены очень широко и формируют мощные тела (десятки метров) хорошо сортированных грейпстоунов. Кроме того, они наблюдаются в ассоциации со строматолитовыми доломитами.

Микритовые (микросталлические) (зерен < 10 %) и микритово-зернистые (зерен 10—50 %), часто глинистые доломиты (иногда известняки) встречаются в небольшом объеме в большинстве толщ. Наиболее часто они отмечаются в мадринской, долгоктинской, копчерской и токурской толщах. Эти породы формировались как в пределах мелкого иногда изолированного шельфа (в ассоциации со строматолитовыми ламинитами), так и в обстановках глубокого шельфа (ниже базиса штормового волнения) вместе с аргиллитами, где обычно слагают верхние элементы слоев карбонатных штормовых турбидитов. Некоторые разновидности микрит-спаритовых доломитов образовались в результате процесса тонкой перекристаллизации первичных строматолитовых и зернистых пород.

Известняки встречаются значительно реже доломитов. В скв. Ю-30 они слагают пачку пестроцветных строматолитовых известняков в основании вздрэшевской толщи (см. рис. 2). Эти известняки, сложенные столбчатыми ветвящимися строматолитами, перекрыты маломощным (около 1 м) слоем оолитовых грейпстоунов. В скв. К-12 нижняя часть куюмбинской толщи (около 200 м) сложена в основном тонкослоистыми комковато-интракластическими песчанистыми и микритовыми, часто глинистыми известняками в переслаивании с известковистыми аргиллитами. Эти породы нередко образуют единые маломощные (до 15 см) слои с уменьшением размера частиц сверху (штормовые темпеститы и турбиди-

ты, отложенные из мутьевых потоков, инициированных штормами) и сформировались выше и ниже базиса штормового волнения.

Силикокластические породы в довендском осадочном комплексе Байкитской антеклизы занимают подчиненное положение. В преимущественно карбонатных толщах они встречаются в виде слоев и пакетов, где наблюдаются как песчаники, так и глинисто-алевритистые отложения. Иногда они тонко переслаиваются с доломитами. На поверхностях наслонения часто фиксируются знаки мелкой ряби волнения и трещины усыхания. В песчаниках наряду с обломками кварца отмечаются доломитовые интракласты, иногда крупные. Наиболее широко силикокластические породы распространены в нижней части довендского разреза отложений. Песчаники здесь в основном среднекрупнозернистые, массивные, иногда с нечеткой кривой слоистостью и линзами конгломератов. По составу песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые.

Аргиллиты обычно встречаются в виде слоев (0.1—3.0 см), реже пакетов (до 1—2 м) среди карбонатных пород, но иногда формируют мощные (десяtkи метров) пачки. В вэдрэшевской толще отмечается миллиметровой размерности чередование темно-серых с повышенным содержанием органического вещества аргиллитов с зеленовато-серыми алевритистыми аргиллитами. Алевритистые аргиллиты рассматриваются как отложения придонных течений, а темно-серые аргиллиты — как гемипелагиты. Широко распространены породы, где в глинисто-алевритистом матриксе рассеяны плоские крупные (до 7 см) и мелкие обломки темно-серых углеродсодержащих аргиллитов. Наличие этих пород, которые отмечались в вэдрэшевской толще Байкитской антеклизы и в огневской серии Катангской седловины, указывает на периодическое возрастание энергии придонных течений и деструкцию слоев гемипелагитов. Отмечаются тонкие (1—5 см) прослойки штормовых турбидитов глинисто-алевритистого состава. По этим признакам мощные пачки аргиллитов интерпретируются как образования глубокого шельфа (ниже базы штормового волнения).

Палеогеографическая зональность и эволюция бассейна. Седиментологические данные с привлечением результатов геофизических исследований позволили установить в разрезе шесть секвенций второго порядка (зелендуконско-вэдрэшевскую, юрубченскую, долгоктинско-куюмбинскую, копчерско-юктенскую, рассолкинско-вингольдинскую и верхневингольдинско-ирэмэкэнскую), которые, в свою очередь, включают 3—5 секвенций третьего порядка. В составе разноранговых секвенций выявлены осадочные системы, сформированные при низком стоянии, трансгрессии и высоком стоянии уровня моря. Выделение разноранговых секвенций базировалось на анализе слоистости, выявлении поверхностей субаэральной экспозиции и перерывов, интерпретации генезиса силикокластитов. Из-за доминирования в разрезе перитидальных образований, которые включают отложения самой верхней части сублиторали, приливно-отливной и надприливной равнин и/или мелководных лагунно-шельфовых обстановок (peritidal carbonates по [Pratt et al., 1992]), с массовым развитием водорослевых ламинитов и ассоциирующих с ними комковато-пизолито-интракластических пород, наиболее сложным оказалось выделение комплексов, которые образовались при низком стоянии уровня моря. Они обычно редуцированы, поскольку в эти периоды происходил транзит силикокластики через карбонатный шельф. Кроме того, эти отложения перерабатывались во время трансгрессий [Хабаров и др., 2002].

При анализе эволюции обстановок седиментации Енисей-Байкитского региона использована информация не только по Енисейскому кряжу и Байкитской антеклизе, но и по другим регионам Сибирской платформы. В частности, привлечены материалы по Чадобецкому поднятию, где вскрыты мезо- и неопротерозойские отложения, в которых находят стратиграфические аналоги тейской, сухопитской и тунгусикской серий Енисейского кряжа [Вотах, 1968]. Кроме того, использованы данные по Катангской седловине, в разрезе докембрия которой довольно четко по литологическим и изотопно-геохимическим данным выделяются стратиграфические аналоги (огневская и частично камовская серии) нижней части разреза Байкитской антеклизы (от вэдрэшевской до куюмбинской толщ). Принималась во внимание также информация по строению разрезов довендских отложений окраин Анабарского и Оленекского поднятий [Покровский, Виноградов, 1991; Горохов и др., 1995, 2006; Knoll et al., 1995; и др.], где четко выделяются мезопротерозойские комплексы, структура которых, по существу, очень сходна со структурой мезопротерозойских отложений Байкитской антеклизы. Сформировались довендские отложения Байкитской антеклизы, окраин Анабарского и Оленекского поднятий в пределах единого обширного бассейна. Этот вывод подтверждается и данными сейсмических исследований.

При построении палеогеографических схем расположения седиментационных зон показано в современных координатах без палинспастических реконструкций, поэтому расположение седиментационных зон не совсем верно отражает палеогеографическую ситуацию, которая существовала во время седиментации. На схемах не показаны также участки, в пределах которых в настоящее время отсутствуют соответствующие комплексы отложений.

В основании разреза мезопротерозойских отложений Байкитской антеклизы, в зелендуконской толще, фиксируется мощная пачка песчаников с линзами конгломератов, которая залегает на гранито-

гнейсах фундамента. В самой нижней части пачки, вскрытой скв. К-204 (см. рис. 2), отмечаются метрового масштаба циклы с уменьшением зернистости вверх, которые имеют сходство с аллювиальными. Выше по разрезу аллювиальные и прибрежно-морские отложения сменяются более глубоководными алевритисто-глинистыми. Завершение трансгрессивного тренда фиксируется выше пачки строматолитовых известняков вздрэшевской толщи (скв. Ю-30, см. рис. 2). Поверхность максимального затопления наблюдается среди аргиллитов вздрэшевской толщи с минимальным развитием прослоев штормовых турбидитов. Выше по разрезу доминируют алевритистые аргиллиты с прослоями и пакетами штормовых турбидитов глубокого шельфа, которые сформировались во время высокого стояния уровня моря. На территории Енисейского кряжа во время инициального рифтинга накапливались силикокластические, в том числе и аллювиальные, образования свиты хр. Карпинского.

Позднее, в вздрэшевско-раннемадринское (пенченгинское) время (рис. 7), в пределах северной части Байкитской антеклизы сформировалась депрессия северо-западного простирания с накоплением в обстановках глубокого шельфа алевритово-глинистых и карбонатно-глинистых гемипелагитов (иногда углеродистых) и штормовых турбидитов. Широкое развитие мадринских глинисто-карбонатных относительно глубоководных комплексов свидетельствует о наличии карбонатных шельфов, которые служили источником карбонатного материала. Такой существенно карбонатный шельф хорошо прослеживается в восточных разрезах (р. Горбилок) Енисейского кряжа. Фрагменты этого шельфа отмечаются также на Чадобецком поднятии (чадобецкая свита). Он хорошо выделяется и в переходной зоне между Байкитской антеклизой и Енисейским кряжем по материалам сейсмоки, согласно которым в этой зоне карбонатные комплексы залегают вблизи границы с фундаментом. В Горбилокской зоне Енисейского кряжа сформировалась рифтовая структура (Панимбинско-Рыбинский рифт), на склонах которой происходило образование преимущественно карбонатных гравитационных комплексов разного типа в ассоциации с глинисто-карбонатными и глинистыми гемипелагитами (верхняя часть пенченгинской свиты на р. Чиримба). Западнее современной территории Енисейского кряжа рифтинг, вероятно, привел к расколу сиалической коры. В это же время в пределах Байкитской антеклизы сформировались силлы долеритов (скв. Ю-30, К-5).

В предъюрубченское время, в связи с трансформацией рифтовой стадии в стадию пассивной окраины, произошло поднятие территории Байкитской антеклизы, которое сопровождалось размывом мезопротерозойских отложений. Особенно существенный размыв произошел в пределах западного Юрубчено-Тохомского блока Байкитской антеклизы. При этом происходил транзит силикокластического материала с деструкцией и переотложением нижележащих карбонатных образований и осадждением этого материала гравитационными потоками в склоновых и бассейновых обстановках восточных зон Енисейского кряжа (нижняя часть кординской свиты). В пределах Байкитской антеклизы следы транзита силикокластики зафиксированы в основании юрубченской толщи в виде пачки кварцевых песчаников и песчаных доларенитов. Несколько позднее ситуация в бассейне стабилизировалась, и в пределах Байкитской антеклизы в основном преобладала карбонатная седиментация преимущественно в перитидальных обстановках, за исключением северной части региона, где фиксируется внутришельфовая депрессия (рис. 8). Между перитидальным шельфом и центральной частью депрессии прослеживаются зоны высокоэнергетического мелководного шельфа (оолито-интракластические грейнстоуны) и среднего шельфа с накоплением алевритоглинистых и карбонатных образований, иногда со строматолитами. В центральной части депрессии в обстановках глубокого шельфа накапливались тонкослоистые глинисто-карбонатные отложения (часто со штормовыми турбидитами). Возможно, что северный склон депрессии был более крутым, о чем свидетельствуют оползневые структуры, фиксируемые среди турбидитов в скв. Ю-116 (см. рис. 1, 2). По направлению к Енисейскому кряжу шельф с карбонатной седиментацией сменялся глубоким шельфом с тонкой карбонатно-силикокластической седиментацией, который, по-видимому, занимал и юго-восточную часть Байкитской антеклизы, а южнее — с силикокластической. Далее на запад, в пределах Каменской и Горбилокской зон Енисейского кряжа, глубокий шельф сменялся обстановками склона и бассейновой равнины.

В долгоктинское (позднекординское) время отмечается резкое возрастание в разрезе силикокластики, которое отражает существенную редукцию карбонатонакопления в бассейне, связанную с проградацией карбонатно-силикокластических приливно-отливных равнин через карбонатный шельф во время снижения уровня моря. Силикокластические породы (аргиллиты, глинистые алевролиты, песчаники) переслаиваются с песчаными комковато-интракластическими, реже ламинитовыми строматолитовыми доломитами с примазками бурых и зеленовато-серых аргиллитов с трещинами усыхания. В карбонатных породах широко развиты фенестры, фиброзные структуры. Отмечаются линзы плоскогалечных конгломератов, отложенные в приливно-отливных каналах. В пределах Байкитской антеклизы фиксируются две зоны с терригенно-карбонатной седиментацией в обстановках перитидального шельфа, разделенные депрессией с накоплением тонкослоистых карбонатно-силикокластических отложений (рис. 9). Перитидальный шельф с преимущественно карбонатной седиментацией по латерали сменялся мелким и сред-

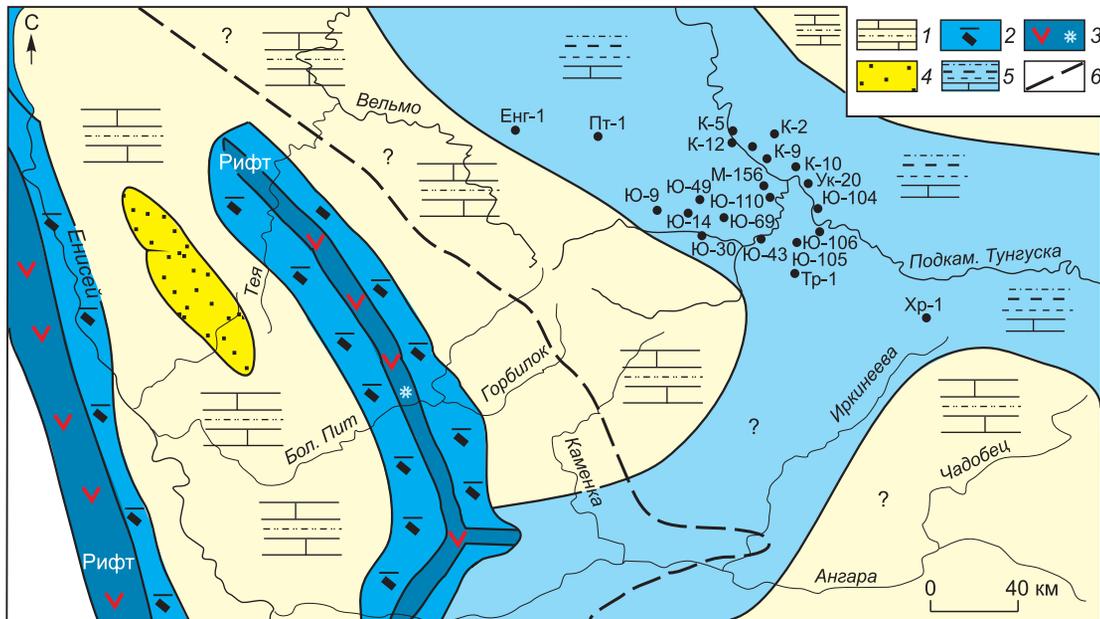


Рис. 7. Обстановки седиментации на территории Енисей-Байкитского региона в раннем мезопротерозое, вздрешевско-раннемадринское (пенченгинское) время.

1 — мелкий и средний шельф с терригенно-карбонатной седиментацией, 2 — склоновые и бассейновые обстановки с терригенно-карбонатной седиментацией, иногда в эквизных условиях (склоны рифта), 3 — обстановки дифференцированного рифта с формированием вулканогенных и вулканокластических отложений (осевая зона рифта), 4 — прибрежные обстановки с формированием силикокластических отложений вокруг островов, 5 — обстановки глубокого шельфа с накоплением алевритово-глинистых и карбонатно-глинистых гемипелагитов (иногда углеродистых) и турбидитов, 6 — современная восточная граница Енисейского кряжа.

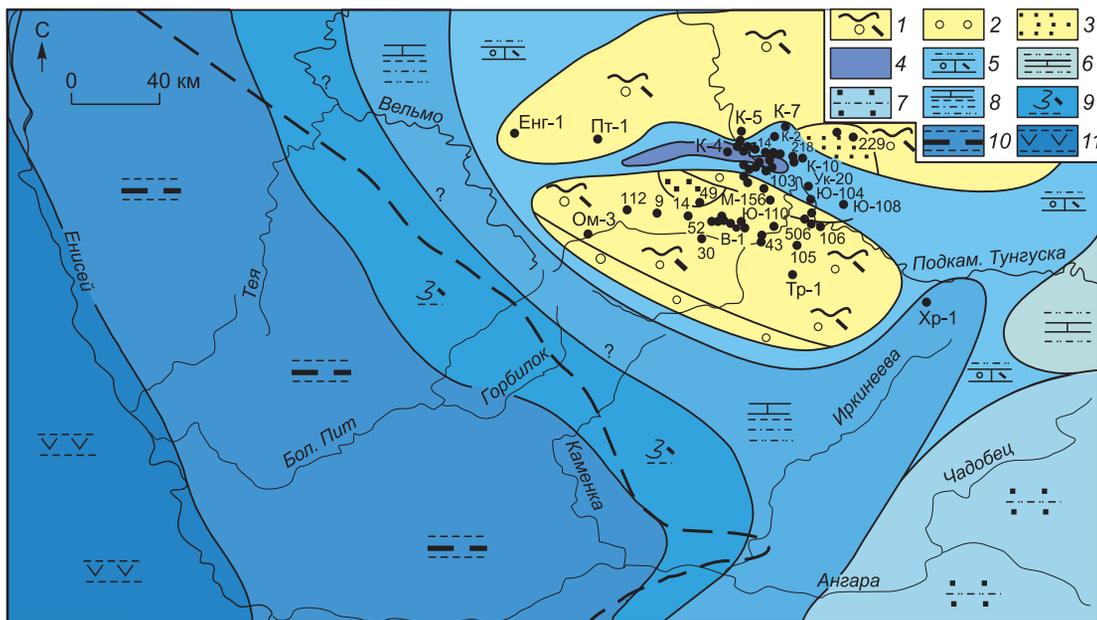


Рис. 8. Обстановки седиментации на территории Енисей-Байкитского региона в конце раннего мезопротерозоя, юрубченское (раннекординское) время.

1 — мелководный шельф с доминированием ламинитов и грейнстоунов-пакстоунов, 2 — высокоэнергетический мелководный шельф с преобладанием грейнстоунов, 3 — мелководный шельф с многочисленными песчаниками в основании юрубченской толщи, 4 — глубокий шельф (внутришельфовые депрессии) с накоплением глинисто-карбонатных тонкослоистых (часто штормовых турбидитов) отложений, 5 — обстановки среднего шельфа с накоплением алевритово-глинистых и карбонатных образований, иногда со строматолитами, 6 — карбонатно-силикокластический преимущественно мелкий шельф, 7 — средний шельф с силикокластической седиментацией, 8 — глубокий шельф с преимущественно силикокластической седиментацией, 9 — склоновые обстановки с доминированием гравититов, 10 — бассейновая равнина с тонкой силикокластической седиментацией, 11 — бассейновая равнина с накоплением вулканогенно-осадочных отложений.

ним с преобладанием силикокластитов. Далее на запад и юго-запад последний переходил в глубокий шельф, который в пределах Енисейского кряжа сменялся склоном и бассейновой равниной. Восточнее и юго-восточнее, в пределах Катангской седловины и, возможно, Чадобецкого поднятия, на мелководном шельфе (иногда в субаэральных условиях) происходило накопление силикокластитов.

В раннекумбинское (раннегорбилокское) время в связи с общим трендом повышения уровня моря область преимущественно карбонатной седиментации расширилась. На основной части территории Байкитской антеклизы существовал мелководный шельф, на котором формировались мигрирующие оолито-интракластические бары, иногда с постройками из столбчатых строматолитов. Восточнее, в пределах Катангской седловины, строматолитовые постройки доминировали. Сохранилась внутришельфовая депрессия с образованием преимущественно карбонатных штормовых турбидитов и гемипелагитов, а также участки перитидального шельфа с преобладанием комплексов приливно-отливных равнин. Западнее и юго-восточнее карбонатный шельф сменялся средним и глубоким шельфом с карбонатно-силикокластической и преимущественно силикокластической седиментацией. В обстановках склона накапливались гемипелагиты, турбидиты, редко маломощные дебриты (рис. 10). В пределах бассейновой равнины доминировали гемипелагиты.

В среднекумбинское (позднегорбилокское) время завершается трансгрессивный тренд в развитии бассейна и после максимального затопления начинают формироваться осадочные системы высокого стояния уровня моря. При этом на территории Байкитской антеклизы вверх по разрезу оолито-комковато-интракластические (часто песчанистые) доломиты с ламинитовыми строматолитами сменяются глинистыми породами и строматолитами, включающими столбчатые более глубоководные морфотипы. Во время максимального затопления шельфа формировались постройки, сложенные конофитонидами, в ассоциации с глинистыми и глинисто-известковисто-доломитистыми отложениями (рис. 11). Нижняя часть тракта осадочных систем высокого стояния представлена преимущественно агрегационными циклами обмеления, а выше по разрезу — проградационными с доминированием оолито-комковато-интракластических (пакстоуны-грейнстоуны) и ламинитовых доломитов. Этот общий эволюционный тренд в развитии бассейна осложнялся циклами декаметрового масштаба, фиксировавших периодическое углубление бассейна с последующей проградацией баров. Существенно, что из-за интенсивных латеральных миграций обстановок седиментации границы комплексов, соответствующих конкретным обстановкам, становятся нечеткими.

В копчерское (раннеудерейское) время во время быстрой трансгрессии произошло затопление шельфа с редукцией карбонатакопления и седиментацией глинистого, реже карбонатно-глинистого материала в обстановках глубокого шельфа. На территории Енисейского кряжа в это время накапливались в основном гемипелагиты с повышенным содержанием органического углерода в глубоководных обстановках с дефицитом кислорода в придонных водах.

В юктенское (среднеудерейское) время карбонатный шельф существенно расширился и стал занимать основную часть современной Байкитской антеклизы (рис. 12). В бассейне седиментации выделяется перитидальный шельф с преобладанием комплекса приливно-отливных равнин, иногда с барами, который по латерали переходит в мелководный, иногда средний, шельф с доминированием построек из столбчатых строматолитов. Юго-западнее и юго-восточнее выделяется преимущественно глубокий шельф с карбонатно-силикокластической седиментацией. В обстановках склона происходило формирование гемипелагитов, турбидитов и отложений дебрисных потоков, в том числе карбонатных. Склоновые карбонатные гравитационные отложения показывают, что эпизодически карбонатная седиментация происходила и в краевых зонах шельфа, что в целом не совсем типично для Енисей-Байкитского бассейна.

В рассолкинской толще преобладают или песчанистые комковато-интракластические, или строматолитовые (ламинитовые) доломиты с прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников. Характерны фенестры, трещины усыхания, линзы плоскогалечных конгломератов, раннедиагенетическое окремнение с сохранением синседиментационных микроструктур. В некоторых разрезах на этом интервале отмечаются слои со столбчатыми строматолитами. Эти данные позволяют предположить, что комплекс сформировался во время снижения уровня моря и в начальную фазу трансгрессии. На палеогеографической схеме (рис. 13), которая построена на среднерассолкинское время, в пределах Байкитской антеклизы выделяется перитидальный шельф с преобладанием комплексов приливно-отливных равнин, иногда с барами и мелководными депрессиями, который оконтуривает вероятный временный участок суши (относительно продолжительная экспозиция шельфа). Перитидальный шельф сменяется мелководным шельфом с доминированием баров и далее выделяется зона развития строматолитовых построек из столбчатых строматолитов в ассоциации с интракластитами. В обстановках среднего и частично глубокого шельфа фиксируются постройки из конофитонидов, для которых характерны более спокойные условия развития. Область интенсивного карбонатакопления сменяется обстановками глубокого шельфа с карбонатно-силикокластической седиментацией, а затем — обстановками континентального склона и бассейновой равнины.

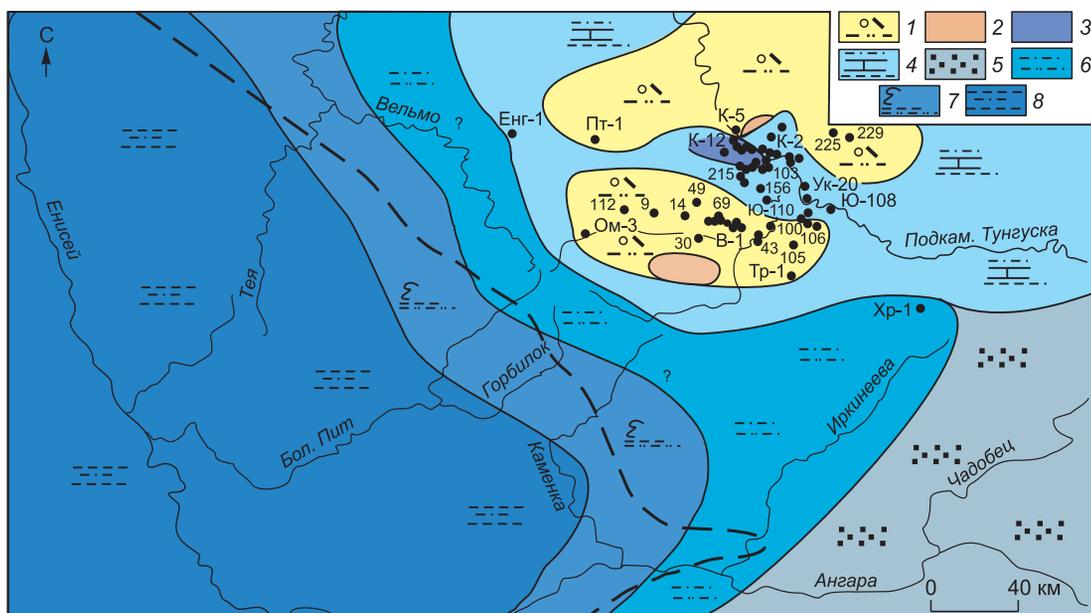


Рис. 9. Обстановки седиментации на территории Енисей-Байкитского региона в начале позднего мезопротерозоя, долгоkitинское (позднecординское) время.

1 — перитидальный шельф с терригенно-карбонатной седиментацией, 2 — вероятные локальные участки суши (относительно продолжительная экспозиция шельфа), 3 — внутришельфовая депрессия с накоплением тонкослоистых карбонатно-силикокластических отложений, 4 — мелкий и средний шельф с карбонатно-силикокластической седиментацией, 5 — преимущественно мелководный (до выхода в субэвральные условия) шельф с силикокластической седиментацией, 6 — обстановки глубокого шельфа с накоплением преимущественно тонких силикокластиков, 7 — обстановки склона с силикокластическими гемипелагитами и турбидитами, 8 — бассейновая равнина с формированием гемипелагитов и течениевых тонких силикокластиков.

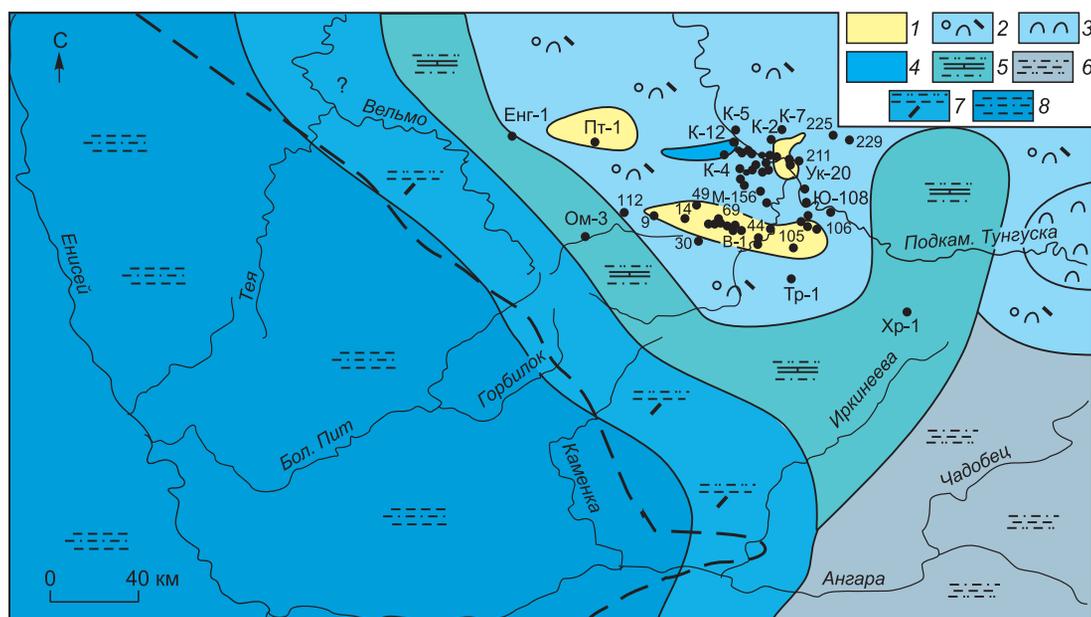


Рис. 10. Обстановки седиментации на территории Енисей-Байкитского региона в позднем мезопротерозое, раннекуйумбинское (раннегорбилокское) время.

1 — перитидальный шельф с преобладанием комплексов приливно-отливных равнин, иногда с мелкими депрессиями, 2 — мелководный шельф с доминированием мигрирующих оолито-интракластических баров, иногда с постройками из столчатых строматолитов, 3 — мелководный шельф с постройками из столчатых строматолитов, 4 — внутришельфовая депрессия со штормовыми турбидитами, 5 — средний и глубокий шельф с карбонатно-силикокластической седиментацией, 6 — средний и глубокий шельф с преимущественно силикокластической седиментацией, 7 — обстановки склона с гемипелагитами, турбидитами, редко дебрисными потоками, 8 — бассейновая равнина с накоплением в основном гемипелагитов.

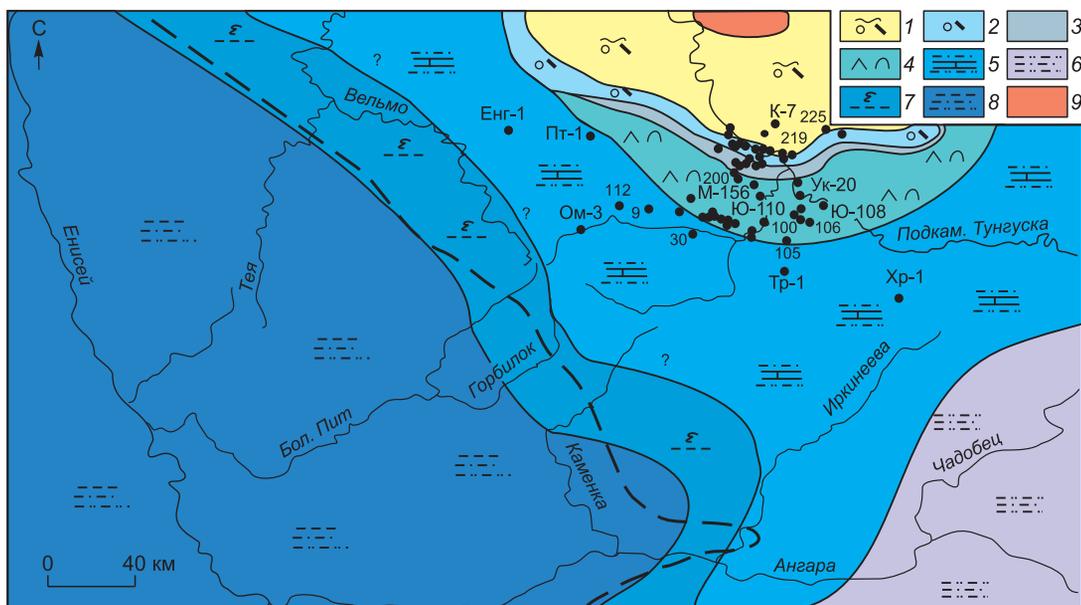


Рис. 13. Обстановки седиментации на территории Енисей-Байкитского региона в позднем мезопротерозое, среднерасколкинское (среднеудерейское) время.

1 — перитидальный шельф с преобладанием комплексов приливо-отливных равнин, иногда с барами и депрессиями, 2 — мелководный шельф с доминированием баров, 3 — мелководный шельф со столбчатыми строматолитами и интракlastитами, 4 — средний, иногда глубокий шельф с постройками из конофитонов, 5 — глубокий шельф с карбонатно-силикокластической седиментацией, 6 — средний-мелкий шельф с преимущественно силикокластической седиментацией, 7 — обстановки склона с гемипелагитами и турбидитами, 8 — бассейновая равнина с преимущественно силикокластическими гемипелагитами и течениями отложениями, 9 — вероятная временная суша (относительно продолжительная экспозиция шельфа).

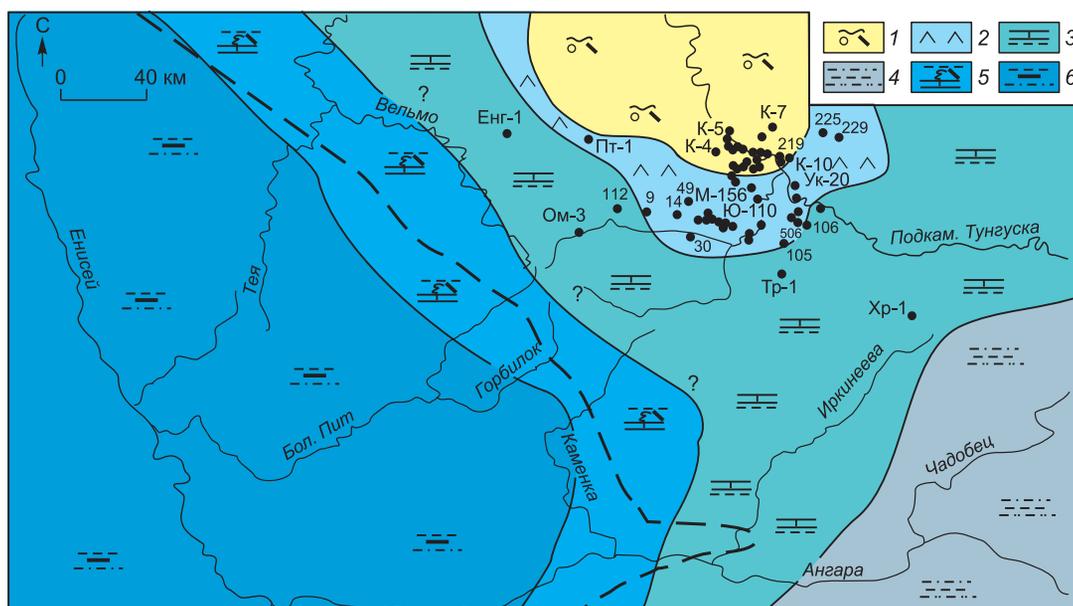


Рис. 14. Обстановки седиментации на территории Енисей-Байкитского региона в позднем мезопротерозое, поздневингольдинское (среднеудерейское) время.

1 — мелководный преимущественно перитидальный шельф с преобладанием комплексов приливо-отливных равнин и мигрирующих баров, 2 — средний шельф с постройками из конофитонидов, 3 — глубокий шельф с карбонатно-силикокластической седиментацией, 4 — средний шельф с преимущественно силикокластической седиментацией, 5 — обстановки склона с гемипелагитами, турбидитами и дебрисными отложениями, в том числе карбонатными, 6 — бассейновая равнина с преобладанием силикокластических гемипелагитов, иногда углеродсодержащих.

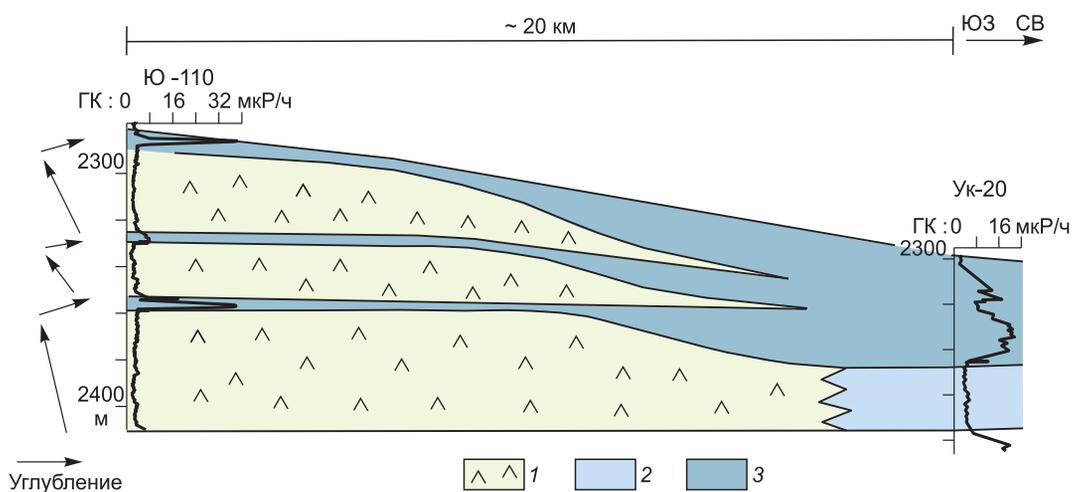


Рис. 15. Латеральные взаимоотношения шельфовых комплексов в нижней части ирэмэкэнской толщи.

1 — крупные строматолитовые постройки; 2, 3 — отложения депрессий: 2 — тонкоинтракластические и глинистые доломиты, 3 — глинистые доломиты и аргиллиты.

Информации для выяснения седиментационной зональности в вингольдинское и более позднее время на территории Байкитской антеклизы недостаточно. Можно лишь отметить, что в ранневингольдинское время иногда карбонатная седиментация прекращалась и происходил транзит силикокластического материала через карбонатный шельф. В средневингольдинское время, судя по немногочисленным данным, происходило чередование преимущественно обстановок перитидального шельфа с обстановками мелкого-среднего шельфа с формированием построек из столбчатых строматолитов.

В поздневингольдинское время (до начала формирования верхневингольдинско-ирэмэкэнской секвенции) в пределах Байкитской антеклизы фиксируется крупная карбонатная структура, сложенная преимущественно конофитонидами (рис. 14). Севернее этой постройки находился преимущественно перитидальный шельф с преобладанием комплексов приливно-отливных равнин и мигрирующих баров, а юго-западнее и юго-восточнее на глубоком шельфе происходила карбонатно-силикокластическая седиментация. Субсинхронные склоновые отложения иногда с карбонатными гравититами показывают, что область карбонатакопления периодически достигала края шельфа.

В основании верхневингольдинско-ирэмэкэнской секвенции залегает пачка интракластических песчаных, реже строматолитовых (ламинитовых) доломитов с прослоями песчаников и алевролитистых песчаников, местами фиксируются аргиллиты со слоями песчаников и алевролитов. Характерны трещины усыхания и обломки подстилающих пород. Эти отложения образовались во время низкого стояния уровня моря и/или начальной трансгрессии. Вышележащие образования сформировались во время продолжительной трансгрессии. Они представлены латерально изменчивыми комплексами глинистых и карбонатных пород. Анализ кривых ГК и скудного ядерного материала показывает, что в бассейне происходило формирование крупных строматолитовых построек (конфитониды и ветвящиеся строматолиты с долмикритовым заполнением межстолбикового пространства), которые по латерали сменялись глинистыми и глинисто-карбонатными тонкослоистыми отложениями (рис. 15).

Латеральные аналоги верхней части сухопитской, тунгусикской и ослянской серий на территории Байкитской антеклизы, как уже отмечалось, скорее всего, размыты во время раннеопротерозойских и предвендских событий. Однако в переходных зонах к Иркинеевскому выступу и Чадобецкому поднятию часть этих стратиграфических подразделений, вероятно, сохранилась от размыва.

Следует отметить, что если в сосновско-аладыинское время карбонатный шельф, вероятно, занимал территорию и Байкитской антеклизы, то в неопротерозое (тунгусикское и ослянское время), в связи с перестройкой всей системы бассейнов на западной окраине Сибирского кратона, развитие обширного карбонатного шельфа на территории Байкитской антеклизы проблематично. Дело в том, что карбонатная седиментация явно сместилась на территорию Енисейского кряжа, а седиментологические данные позволяют прогнозировать в некоторых случаях замещение карбонатных комплексов Енисейского кряжа силикокластическими или карбонатно-силикокластическим на территории Байкитской антеклизы. Кроме того, нужно принимать во внимание несоответствие современной геологической структуры реги-

она его палеоструктуре, в частности, территории современной Байkitской антеклизы и Енисейского кряжа находились в мезопротерозое существенно дальше друг от друга, чем в настоящее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании седиментологических, изотопно-геохимических и геофизических данных уточнена внутривассейновая корреляция и, соответственно, строение мезопротерозойских отложений Байkitской антеклизы. Показано, что мезопротерозойские отложения Байkitской антеклизы коррелируются с тейской и сухопитской (допогорюйской части) сериями Енисейского кряжа (принято в статье). Но возможен также вариант корреляции вингольдинской толщи с аладьинской свитой, а токурской и ирэмэкэнской толщ — с красногорской и джурской свитами тунгусикской серии. Вышележащие образования тунгусикской серии в пределах Байkitской антеклизы, исключая ее юго-восточную часть, в основном уничтожены в раннепротерозойское и предвендское время.

Установлены разноранговые силикокластические и карбонатные осадочные системы и их последовательности. Реконструированы доминирующие процессы и обстановки седиментации: глубокого шельфа (ниже базиса штормового волнения) с доминированием гемипелагитов и штормовых турбидитов, среднего шельфа (между базисами нормального и штормового волнения) с преобладанием разнообразных штормовых отложений, мелкого шельфа (выше базиса нормального волнения) с образованиями высокоэнергетических обстановок, умеренно изолированного шельфа с широким развитием разнообразных перитидальных равнин и некоторые другие. Полученные и опубликованные ранее [Хабаров, 1994; Мельников и др., 2005; Вараксина, Хабаров, 2007] результаты позволили уточнить вариации обстановок седиментации мезопротерозойских отложений Енисейского кряжа и Байkitской антеклизы и построить палеогеографические схемы на отдельные временные интервалы в современных координатах. Доминирование в разрезе рифея Байkitской антеклизы перитидальных комплексов, многочисленные свидетельства субаэральной экспозиции показывают, что процесс карбонатакопления периодически прерывался и в эти периоды, которые могли быть продолжительными, происходил транзит преимущественно тонкого силикокластического материала, который сбрасывался с окраины шельфа в глубоководный бассейн, расположенный юго-западнее. Наиболее заметные периоды транзита силикокластического материала фиксируются в раннеюрбченское, долготинское и поздневингольдинское время, хотя основной поток, поставлявший силикокластический материал в пределы Енисейского кряжа, проходил южнее Байkitского карбонатного шельфа. Очевидно, что скорость проседания ложа мезопротерозойского бассейна на территории Байkitской антеклизы была чрезвычайно низкой и, по-видимому, достаточно стабильной на протяжении длительного времени. Темп приращения аккомодационного пространства был незначительным, поэтому даже во время продолжительных трансгрессий карбонатная седиментация эпизодически могла полностью компенсировать поднятие уровня моря с накоплением на шельфе мелководных карбонатных комплексов. В этих условиях седиментация на Байkitском шельфе контролировалась в основном разномасштабными, преимущественно малоамплитудными колебаниями уровня моря.

Бассейн с преимущественно карбонатной седиментацией в мезопротерозое занимал западную, северо-западную и северную части Сибирской платформы и, по геофизическим данным, распространялся широкой полосой до западной окраины Анабарского щита, мезопротерозойские отложения которой имеют сходное строение и близкие изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические характеристики [Knoll et al., 1995] отложениям мезопротерозоя Байkitской антеклизы. Область с карбонатной седиментацией на территории Байkitской антеклизы была в основном удалена от края шельфа, ширина которого в мезопротерозое была существенно больше, чем его фрагменты, фиксируемые в современной структуре западной окраины Сибирского кратона.

ЛИТЕРАТУРА

Вараксина И.В., Хабаров Е.М. Микроструктуры, литологические ассоциации и условия образования рифейских строматолитов Байkitской антеклизы (запад Сибирской платформы) // Литосфера, 2007, № 4, с. 59—72.

Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 502—519.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М., Муравьев В.И., Шатский Г.В., Буяките М.И., Луканин А.О. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Литология и полезные ископаемые, 1994, № 4, с. 49—75.

Виноградов В.И., Корж М.В., Сорокина И.Э., Буякайте М.И., Кулешов В.Н., Постельников В.С., Пустыльников А.М. Изотопные признаки эпигенетических преобразований довендских отложений осадочного чехла Байкитского поднятия. Сибирская платформа // Литология и полезные ископаемые, 1998, № 3, с. 268—279.

Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника, 1993, № 6, с. 82—87.

Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступников Н.И., Мусатов Д.И. Возраст фундамента геосинклинальных образований гренавиллид Енисейского кряжа // Определения абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М., Наука, 1976, с. 39—47.

Вотах О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., Наука, 1968, 138 с.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н., Сочава А.В., Турченко Т.Л. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995, т. 3, № 1, с. 3—33.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Аракелянц М.М., Фаллик Э.А., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Ивановская Т.А., Зайцева Т.С., Кутявин Э.П. Rb-Sr, K-Ar, H- и O-изотопная систематика среднерифейских аргиллитов дебенгдинской свиты Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 3, с. 41—56.

Кей Л.С., Крофорд Д.С., Бартли Д.К., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. С- и Sr-изотопная стратиграфия как инструмент для уточнения возраста рифейских отложений Камско-Бельского авлакогена Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 1, с. 15—34.

Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А., Хабаров Е.М., Тимошина И.Д. Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (8), с. 166—195.

Кошук Е.П., Кошук Н.П., Конторович А.А. Корреляция рифейских отложений междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски по данным сейсморазведки в комплексе с материалами бурения и ГИС // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, КНИИГИМС, 1998, с. 106—120.

Краевский Б.Г., Пустыльников А.М. Строение и условия образования рифейских отложений Катангской седловины // Методика поисков и условия формирования нефтегазоносных отложений Сибирской платформы. Новосибирск, СНИИГИМС, 1991, с. 95—105.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. Sr и С-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 6, с. 25—53.

Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б., Ефимов А.О., Карлова Г.А., Килина Л.И., Константинова Л.Н., Кочнев Б.Б., Краевский Б.Г., Мельников П.Н., Наговицин К.Е., Постников А.А., Рябкова Л.В., Терлеев А.А., Хабаров Е.М. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, Академич. изд-во «Гео», 2005, 428 с.

Наговицин К.Е., Станевич А.М., Корнилова Т.А. Стратиграфическое положение и возраст высокоорганизованных протерозойских ископаемых биот с *Tappania* в Сибири // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (11), с. 1531—1538.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. Рифейские гранитоидные купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 1305—1313.

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР, 1991, т. 320, № 5, с. 1245—1250.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые, 2006, № 5, с. 505—530.

Пономарчук В.А., Хабаров Е.М. Мезопротерозойские синседиментационные долериты запада Сибирского кратона — индикаторы деструкции Пангеи I и формирования Енисейского палеоокеана // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия (Материалы совещания. Иркутск, 4—6 июня 2001 г.). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2001, с. 197—199.

- Постельников Е.С.** Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М., Наука, 1980, 71 с.
- Постельников Е.С.** Верхнепротерозойские структуры и формации восточного склона Енисейского кряжа // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1990, т. 65, вып. 1, с. 14—31.
- Семихатов М.А.** Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962, 242 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П.** Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвилевском и пост-гренвилевском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002, т. 10, № 1, с. 3—46.
- Сурков В. С., Коробейников В.П., Крылов С.В., Гришин М.П., Краевский Б.Г., Ларичев А.И.** Геодинамические и седиментационные условия формирования рифейских нефтегазоносных комплексов на западной окраине Сибирского палеоконтинента // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (8), с. 154—165.
- Трофимук А.А.** Нефтегазоносность Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1960 (7), с. 3—12.
- Трофимук А.А.** Куямбо-Юрубчено-Тайгинское газонефтяное месторождение — супергигант Красноярского края. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1992, 60 с.
- Хабаров Е.М.** Формации и эволюция рифейской седиментации восточных зон Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (10), с. 44—54.
- Хабаров Е.М., Таныгин Г.И.** Структура и обстановки формирования верхнерифейской джурской рифогенной формации юго-востока Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (7), с. 60—69.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А.** Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья: стратиграфические следствия // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1019—1037.
- Хабаров Е.М., Нехаев А.Ю., Шенфиль В.Ю.** Седиментационные бассейны и палеотектоническая эволюция Енисейского кряжа в рифее (в связи с построением геологической модели ЮТЗ) // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. ч. II. Новосибирск, СНИИГГИМС, 1996, с. 28—30.
- Хабаров Е.М., Морозова И.П., Пономарчук В.А., Травин А.Н., Нехаев А.Ю.** Корреляция и возраст нефтегазоносных рифейских отложений Байкитской антеклизы Сибирской платформы по изотопно-геохимическим данным // Докл. РАН, 1998, т. 358, № 3, с. 378—380.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Травин А.Н.** Изотопы углерода в рифейских карбонатных породах Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 6, с. 20—40.
- Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П., Вараксина И.В., Сараев С.В.** Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского крата (Байкитская антеклиза) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 211—239.
- Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В.** Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского крата // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология, 1993, № 4, с. 22—28.
- Харахинов В.В., Нестеров В.Н., Соколов Е.П., Шленкин С.И.** Новые данные о геологическом строении Куямбинского месторождения Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции // Геология нефти и газа, 2000, № 5, с. 12—20.
- Хераскова Т.Н.** Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника, 1999, № 1, с. 15—27.
- Хоментовский В.В.** Событийная основа стратиграфической шкалы неопротерозоя Сибири и Китая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (8), с. 43—56.
- Хоментовский В.В.** Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (9), с. 921—933.
- Хоментовский В.В., Наговицин К.Е.** Неопротерозой запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (10), с. 1365—1376.
- Шенфиль В.Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 184 с.
- Шенфиль В.Ю., Примачок А.Н.** К стратиграфии рифейских отложений Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции Байкитской антеклизы // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (10), с. 65—75.
- Asmerom Y., Jacobsen S.B., Knoll A.H., Butterfield N.J., Swett K.** Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, v. 55, № 10, p. 2883—2894.
- Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J., Knoll A.H., Pope M.C., Jacobsen S.B.** Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // Precamb. Res., 2001, v. 111, № 1—4, p. 165—202.

Brasier M.D., Lindsay J.F. A billion years of environmental stability and emergence eucariotes: new data from northern Australia // *Geology*, 1998, v. 26, № 6, p. 555—558.

Derry L.A., Kaufman A.J., Jacobsen S.B. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, № 3, p. 1317—1329.

Grotzinger J.P., Read J.F. Evidence for primary aragonite precipitation, lower Proterozoic (1.9 Ga) Rocknest dolomite, Wopmay Orogen, northwest Canada // *Geol.*, 1983, v. 11, № 12, p. 710—713.

Hall S., Veizer J. Geochemistry of Precambrian carbonates: VII. Belt Supergroup, Montana and Idaho, USA // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996, v. 60, № 4, p. 667—677.

Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // *Bull. Geol. Soc. America*, 2005, v. 117, № 9/10, p. 1181—1207.

Kah L.C., Sherman A.G., Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.N., James N.P. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada: implications for regional lithostratigraphic correlations // *Canad. J. Earth Sci.*, 1999, v. 36, № 3, p. 313—332.

Kaufman A.J. An ice age in the tropics // *Nature*, 1997, v. 386, p. 227—228.

Kaufman A.J., Knoll A.H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // *Precamb. Res.*, 1995, v. 73, № ¼, p. 27—49.

Knoll A.N., Semikhatov M.A. The genesis and time-distribution of two distinctive Proterozoic stromatolite microstructures // *Palaios*, 1998, v. 13, № 4, p. 408—422.

Knoll A.N., Kaufman A.J., Semikhatov M.A. The carbon-isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from northwestern Siberia (Anabar Massif, Turukhansk Uplift) // *Amer. J. Sci.*, 1995, v. 295, № 7, p. 823—850.

Lindsay J.F., Brasier M.D. Did global tectonics drive early biosphere evolution? Carbon isotope record from 2.6 to 1.9 Ga carbonates of Western Australian basins // *Precamb. Res.*, 2002, v. 114, № 1—2, p. 1—34.

McKirdy D.M., Burgess J.M., Lemon N.M., Yu X., Cooper F.M., Gostin V.A., Jenkins R.J.F., Both R.A. A chemostratigraphic overview of the late Criogenian interglacial sequence in the Adelaide Fold-Thrust Belt, South Australia // *Precamb. Res.*, 2001, v. 106, № 1—2, p. 149—186.

Mirota M.D., Veizer J. Geochemistry of Precambrian carbonates: VI. Aphebian Alanel Formations, Quebec, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, № 7, p. 1735—1745.

Pratt B.R., James N.P., Cowan C.A. Peritidal carbonates // *Facies models: response to sea level change* / Eds. R.G. Walker, N.P. James, Geol. Ass. of Canada, Stc. Johns, Newfoundland, 1992, p. 303—322.

Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R., Gorjan P., Hill A.C. Dating the 840—544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // *Precamb. Res.*, 2000, v. 100, № 1—3, p. 371—433.

*Поступила в редакцию
28 марта 2011 г.*