

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ РИФЕЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХАРАУЛАХСКОГО ПОДНЯТИЯ СЕВЕРА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Е.М. Хабаров^{1,2}, О.П. Изох³

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Выявлены вариации изотопного состава карбонатного углерода в преимущественно шельфовых отложениях эсэлэхской, нэлэгерской и сизтачанской свит докембрия Хараулахского поднятия севера Восточной Сибири, которые дают дополнительную информацию, необходимую для уточнения времени формирования рифейских комплексов. Эти сведения представляют интерес для оценки возраста, потенциально нефтегазоносных образований докембрия северо-востока Сибирской платформы. Достоверность полученных значений $\delta^{13}\text{C}$ базируется на петрографических, геохимических и изотопных данных, показывающих, что основная часть образцов, несмотря на перекристаллизацию, не испытала существенных постседиментационных нарушений С-изотопных систем и может быть использована для целей хемотратиграфии. В отложениях Хараулахского поднятия доминируют высокие (от 5.5 до 8.6 ‰) величины $\delta^{13}\text{C}$. По С-изотопным данным, изученный разрез не коррелируется с разрезами мезопротерозоя Анабарского и Оленекского поднятий, занимая более высокую стратиграфическую позицию. Он сопоставим с разрезами байкальской серии Западного Прибайкалья и дальнетайгинской серии Патомского нагорья с вероятным аналогом жуинского негативного сдвига в кровле сизтачанской свиты. Возраст отложений, согласно имеющимся интегральным эволюционным кривым $\delta^{13}\text{C}$ для докембрия, не превышает 820 млн лет. Наиболее вероятно, что они сформировались в раннем венде (раннем эдиакарии) между оледенениями Марино и Гаскье в интервале от 635 до 580 млн л.н.

Изотопы карбонатного углерода, рифей, венд, неопротерозой, стратиграфия, обстановки седиментации, Хараулахское поднятие севера Восточной Сибири.

SEDIMENTOLOGY AND ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF RIPHEAN CARBONATES IN THE KHARAUŁAKH RANGE OF NORTHERN EAST SIBERIA

E.M. Khabarov and O.P. Izokh

Stable carbon isotope variations in primarily offshore Proterozoic carbonates of the Eselekh, Neleger, and Sietachan Formations in the Kharaulakh Range of northern East Siberia provide important information on the depositional history of the Riphean complexes and allow an age estimate to be made for potentially petroliferous Precambrian strata in the northeast of the Siberian Platform. The results of petrographic, geochemical, and isotopic studies of the measured samples demonstrate that the carbonates recrystallized without substantial postdepositional alteration of the carbon isotope system and that the acquired $\delta^{13}\text{C}$ values are accurate and can be used for the purposes of chemostratigraphy. The Riphean strata of the Kharaulakh Range are characterized by mostly high (5.5–8.6‰) $\delta^{13}\text{C}$ values. Based on the carbon isotope data, the studied section could not be correlated with Mesoproterozoic strata of the Anabar and Olenek uplifts but occupies a rather higher stratigraphic position. It can be correlated with the Baikal Group of the West Pre-Baikal Area and the Dal'nyaya Taiga Group of the Patom upland; specifically, the negative shift in the uppermost Sietachan Formation possibly corresponds to the Zhuya negative excursion. Comparison with the model curve of carbon isotope evolution in the Precambrian ocean suggests that the age of the studied section does not exceed 820 Ma. Most likely, the studied strata are younger than 635 Ma (i.e., postdate the Marino glaciation) but older than the Gaskiers glaciation (580 Ma).

Carbon isotopic composition, Riphean, Vendian, Neoproterozoic, stratigraphy, sedimentary environments, Kharaulakh Range of northern East Siberia

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы резко усилился интерес к геологии приполярных областей Сибири и прилегающих шельфов северных морей. Особое значение в связи с этим имеют работы по стратиграфии и седиментологии потенциально нефтегазоносных осадочных комплексов [Surkov et al., 1991; Конторович,

2008; Добрецов, Конторович, 2013; Конторович и др., 2013], в том числе и верхнедокембрийских, которые обнажаются на склонах Анабарской антеклизы и в пределах Уджинского, Оленекского и Хараулахского поднятий (рис. 1).

Рифейский (мезонеопротерозойский) разрез Хараулахского поднятия в составе уктинской, эсэлэхской, нэлэгерской и сизтачанской свит активно изучался в 60—80-е годы прошлого столетия [Коробов, 1963; Комар, 1966; Крылов и др., 1971; Протерозой..., 1979; Шпунт и др., 1982; Семихатов, Серебряков, 1983]. В результате изучения разрезов рифея Хараулахского поднятия и их корреляции с разрезами Прианабарья и Оленекского поднятия были разработаны стратиграфические схемы, согласно которым уктинская и эсэлэхская (в некоторых схемах и нэлэгерская) свиты отнесены к среднему, а нэлэгерская и сизтачанская свиты к нижней части верхнего рифея [Протерозой..., 1979; Семихатов, Серебряков, 1983]. До настоящего времени стратиграфическая позиция этих отложений принципиально не изменилась [Мельников и др., 2005], что позволяет использовать имеющиеся сведения о составе и стратиграфии рифея Хараулаха и соседних территорий Сибирской платформы при геологических построениях, в том числе и при глобальных реконструкциях [Sears et al., 2004; Pisarevsky et al., 2008; Верниковский и др., 2013]. Вместе с тем проведенные нами в последнее время седиментологические исследования показали, что рифейский разрез Хараулахского поднятия представляет собой последовательность преимущественно карбонатных отложений, сформировавшихся в обстановках шельфа без признаков длительных (десятки миллионов лет) перерывов в осадконакоплении. Объяснить столь продолжительный временной интервал накопления (около 200 млн лет), по существу, непрерывного разреза отложений сложно. Привлечение углеродной хеомстратиграфии, на наш взгляд, даст дополнительную информацию, анализ которой может в той или иной мере способствовать решению вопроса о возрасте этих отложений.

В настоящее время получены многочисленные данные о первичном изотопном составе углерода в морских карбонатах и выяснено, что в геологической истории наблюдаются вариации значений $\delta^{13}\text{C}$, которые контролируются изменениями в балансе органического и карбонатного углерода в морской воде. Эти вариации используются при выявлении разномасштабных геологических событий и для решения стратиграфических задач. Особенно важны хеомстратиграфические исследования для докембрия, где комплекс традиционных методов расчленения и корреляции отложений имеет ограниченное применение.

Согласно современным данным по эволюции С-изотопного состава, в позднедокембрийском океане [Derry et al., 1992; Knoll et al., 1995; Kaufman, 1997; Kah et al., 1999; Walter et al., 2000; McKirdy et al.,



Рис. 1. Выходы докембрийских отложений на северо-востоке Сибирской платформы (А) и геологическая схема Чекуровской антиклинали Хараулахского поднятия (Б).

1—4 — свиты докембрия: 1 — уктинская, 2 — эсэлэхская, 3 — нэлэгерская и сизтачанская, 4 — хараулахская; 5 — фанерозойские комплексы; 6 — изученный разрез.

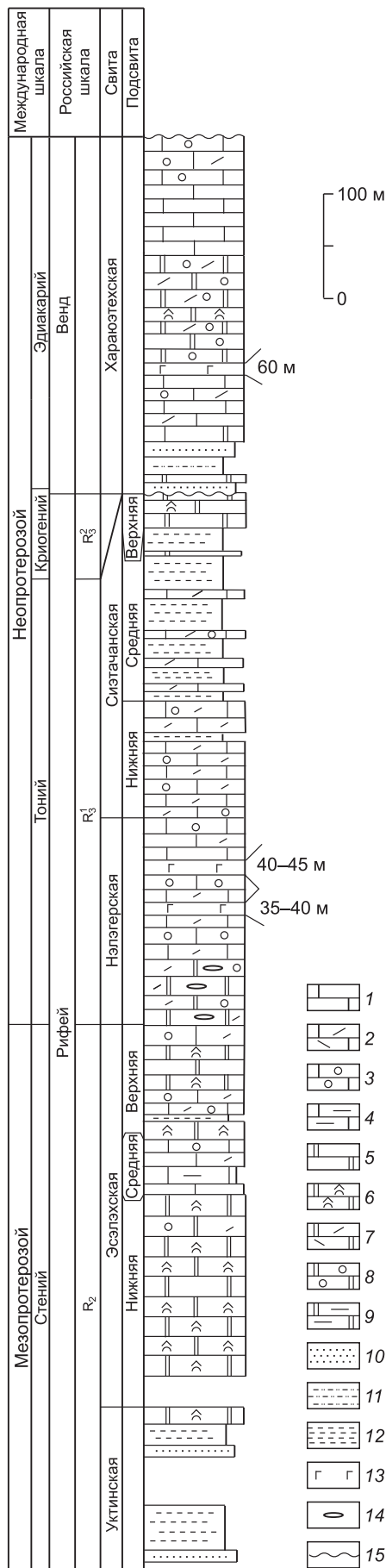


Рис. 2. Строение разреза докембрия Чекуровской антиклинали Хараулахского поднятия.

1—4 — известняки: 1 — микрит-силтитовые в разной степени перекристаллизованные, 2 — интракластические, 3 — оолит-пизолит-комковатые, 4 — глинистые; 5—9 — доломиты: 5 — микрит-силтитовые в разной степени перекристаллизованные; 6 — строматолитовые, 7 — интракластические, 8 — оолит-пизолит-комковатые, 9 — глинистые; 10 — песчаники; 11 — алевролиты; 12 — аргиллиты; 13 — долериты, 14 — сильноокремненные доломиты; 15 — существенные перерывы в осадконакоплении. Границы рифейских подразделений, по [Семихатову, Серебрякову, 1983].

2001; Bartley et al., 2001; Melezhik et al., 2001; Lindsay, Brasier, 2002; Halverson et al., 2005; Хабаров, Пономарчук, 2005; Покровский и др., 2006; Jones et al., 2010; Halverson et al., 2007, 2010] 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 млн лет характерны гораздо более значительные колебания $\delta^{13}\text{C}$ (от -2.0 ... -3.0 до 4.0 — 6.0 ‰), а в более молодых неопротерозойских отложениях 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 $\delta^{13}\text{C}$ контролируются не только глобальными, но и региональными, и локальными процессами [Knoll et al., 1995; Kah et al., 1999]. Поэтому изотопные исследования, как правило, сопровождаются анализом специфики развития бассейнов и возможных постседиментационных нарушений первичных изотопных систем.

Ниже излагаются результаты седиментологических, петрографических, геохимических и изотопных исследований карбонатных отложений Хараулахского поднятия, послужившие основой для выявления эволюционного тренда изотопного состава углерода и оценки возможности его использования при стратиграфической корреляции изученного разреза.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И СТРАТИГРАФИЯ

Хараулахское поднятие находится в пограничной зоне между северо-восточной частью Сибирской платформы и Верхоянской складчатой областью. Рифейские отложения Хараулахского поднятия вскрываются в пределах Чекуровской и Балкурской антиклиналей субмеридионального простирания. Разрезы рифея изучались на северо-западном крыле Чекуровской антиклинали, в береговых обрывах левого берега р. Лена, ниже пос. Чекуровка (см. рис. 1). Породы в основном умеренно дислоцированы, но местами с разномасштабными изоклинальными складками с опрокинутыми северо-западными крыльями, пронизаны несколькими мощными (до 60 м) силлами долеритов. Кроме того, наблюдаются малоамплитудные разломы (сбросы, сдвиги, надвиги). Не исключено надвигание рифейских осадочных комплексов на Сибирскую платформу. Несмотря на длительную постседиментационную историю, рифейские отложения дислоцированы в основном совместно с вендскими, палеозойскими (кембрийскими и пермскими) и мезозойскими (доаптскими) комплексами во время формирования Верхоянс-



Рис. 3. Карбонатные породы и их последовательности эсэлэхской (А, В) и нэлэгерской (В—Е) свит Хараулахского поднятия.

А — последовательности обмеления от тонкослоистых штормовых турбидитов с прослоями аргиллитов глубокого шельфа (ниже базы штормового волнения) до линзовидно-слоистых штормовых темпеститов среднего шельфа (между базами штормового и нормального волнения) из среднеэсэлэхской подсвиты; В — горизонтальный срез крупной стороматолитовой постройки (колонелла) из верхнеэсэлэхской подсвиты; С — оолит-комковато-интракластические перекристаллизованные и окремненные доломиты со знаками волновой ряби мелкого шельфа (выше базиса нормального волнения) из нижней части нэлэгерской свиты; Г — перекристаллизованные и окремненные оолит-комковато-интракластические доломиты с частично эродированным слоем доломитов из нижней части нэлэгерской свиты; Д — последовательность обмеления от линзовидно-слоистых известняковых темпеститов с прослоями аргиллитов среднего шельфа до крупнолинзовидно-слоистых штормовых отложений мелкого шельфа из верхней части нэлэгерской свиты; Е — детали строения штормовых образований мелкого шельфа последовательности обмеления (см. часть Д) с крупными знаками волновой ряби.

кой складчатой системы. Поэтому Хараулахское поднятие включается многими исследователями в состав последней [Протерозой..., 1979].

Рифейские преимущественно карбонатные комплексы (видимой мощностью около 1000 м) расчленены на четыре свиты (снизу вверх): уктинскую (более 150 м), эсэлэхскую (380—400 м), нэлэгерскую (150—160 м без учета мощности силлов долеритов) и сизтачанскую (310—320 м) [Протерозой..., 1979; Семихатов, Серебряков, 1983]. Последняя несогласно перекрывается хараюэтехской свитой верхнего венда (рис. 2).

Уктинская свита и самая нижняя часть эсэлэхской свиты нами не изучалась. По данным [Протерозой..., 1979; Шпунт и др., 1982], в нижней части уктинской свиты преобладают туфоаргиллиты и туфоалевролиты с линзовидными прослоями кварцевых песчаников; в верхней части наряду с отмеченными породами встречаются доломиты, в том числе строматолитовые.

В эсэлэхской свите выделяются три подсвиты. Нижняя подсвита эсэлэхской свиты сложена преимущественно серыми и светло-серыми строматолитовыми доломитами. Строматолиты разнообразны: конофитоны, якутофитоны, байкалии. Они образуют крупные биогермы (диаметром до первых десятков метров), разделенные межбиогермным пространством, заполненным комковатыми и интракластическими доломитами. Породы сильно перекристаллизованы, иногда представлены яснокристаллическими разновидностями. В некоторых из них сохраняются реликты строматолитовой (полосчато-сгустковой) и комковато-интракластической структуры. В верхней части подсвиты преобладают перекристаллизованные зернистые доломиты с линзовидным наслоением и знаками волновой ряби (проксимальные штормовые темпеститы). Вверх по разрезу мощность штормовых слоев доломитов уменьшается и они сменяются известняками среднеэсэлэхской подсвиты.

В среднеэсэлэхской подсвите преобладают серые и темно-серые микрит-силтитовые и тонкокомковато-интракластические известняки с тонким горизонтальным и линзовидным наслоением, отмечаются породы с градационной слоистостью (штормовые турбидиты). Известняки перекристаллизованы, часто с многочисленным пиритом и повышенным содержанием органического углерода. Породы формируют три последовательности обмеления мощностью около 15 м каждая. Они, в свою очередь, сложены последовательностями обмеления метрового масштаба (рис. 3, А). В нижних частях 15-метровых последовательностей в метровых циклах обмеления преобладают тонкослоистые, иногда глинистые, часто градационные микрит-силтиты с прослоями темно-серых листоватых аргиллитов глубокого шельфа (ниже базиса штормового волнения), которые сменяются темно-серыми линзовидно-слоистыми штормовыми микрит-силтитовыми и тонкокомковато-интракластическими известняками со знаками волновой ряби среднего шельфа (между базисами нормального и штормового волнения). В метровых циклах обмеления из верхних частей 15-метровых последовательностей возрастает роль линзовидно-слоистых комковато-интракластических известняков среднего, реже мелкого шельфа (выше базиса нормального волнения).

Эти породы характерны и для верхнеэсэлэхской подсвиты, где они чередуются с пачками (15, 25 и 3—5 м) светло-серых строматолитовых доломитов из крупных конофитонов и колоннелл (см. рис. 3, Б). Циклы обмеления метрового масштаба, представленные известняками, сохраняются, однако в них возрастает роль линзовидно-слоистых комковато-интракластических штормовых отложений среднего и мелкого шельфа. Отмечается доломитизация известняков.

В нижней части нэлэгерской свиты доминируют доломиты, в верхней — известняки. Доломиты серые и темно-серые, с поверхности с желтоватым оттенком, часто с кремнями (см. рис. 3, В, Г). Выделяются последовательности с обмелением сверху метрового масштаба (см. рис. 3, Д, Е). В нижней части последовательностей преобладают тонкослоистые, иногда глинистые микрит-силтитовые доломиты, которые переходят вверх по разрезу в тонкоинтракластические и комковатые доломиты с линзовидным наслоением. Выше часто наблюдаются массивные оолит-комковато-пизолит-интракластические, иногда с косою слоистостью доломиты. Отмечаются линзы плоскогалечных конгломератов. Известняковая более мощная часть свиты представлена известняками, в разной степени доломитизированными. Известняки преимущественно темно-серые и черные, с повышенным содержанием органического вещества. Среди известняков отмечаются микрит-силтитовые, тонкоинтракластические, комковатые и оолит-пизолит-интракластические разновидности. Эти породы группируются в последовательности обмеления метрового масштаба, сходные с таковыми доломитов. Породы свиты в разной степени перекристаллизованы и окремнены. Во многих случаях перекристаллизация затрагивает в основном зерна, которые замещаются яснокристаллическим доломитом или кальцитом. Кремнезем также замещает в основном зерна, но отмечаются крупные выделения кремнезема, в которых окремнение затрагивает породу в целом. Микрит-силтиты, особенно глинистые, перекристаллизованы в меньшей степени. Отмечается замещение цемента и зерен микрит-спаритом. Характерны стилолиты, особенно неразвитые, с которыми связано глинисто-органическое вещество. На контактах с интрузиями (мощность зон интенсивного про-

грева до 2 м) и в замках изоклинальных складок породы полностью перекристаллизованы, со структурами «течения» породы под давлением.

В составе сизэчанской свиты выделяются три подсвиты. Нижняя представлена преимущественно темно-серыми комковато-оолит-интракластическими известняками с прослоями серо-зеленых преимущественно оскольчатых аргиллитов (рис. 4, *A*). Некоторые исследователи рассматривают их в качестве пепловых туффитов [Шпунт и др., 1982]. В известняках (мощность слоев обычно до 3 м) нижние части представлены крупнолинзовидно-слоистыми разновидностями штормового происхождения, которые вверх по разрезу сменяются более тонкослоистыми разновидностями с многочисленными следами деструкции слойков с образованием плоских обломков и разномасштабными трещинами усыхания на поверхностях наслоения. Характерны также разномасштабные знаки ряби волнения и течений. Фиксируются выклинивающиеся линзы плоскогалечных конгломератов. В целом такие последовательности в известняковых пластах отражают переход от мелкого шельфа с влиянием штормов к карбонатным приливно-отливным равнинам с каналами. В индивидуальных слоях известняков могут доминировать крупнолинзовидно-слоистые или тонкослоистые разновидности. В более мощных слоях известняков обычно преобладают крупнолинзовидно-слоистые и массивные. Известняки частично доломитизированы. Наиболее сильно доломитизированы (до доломитов) известняки в приграничных зонах с аргиллитами. Породы перекристаллизованы, иногда окремнены. По составу зерен среди них отмечаются комковато-оолитовые и комковато-интракластические разновидности. Во многих случаях интракласты представлены доломитом. Наблюдается замещение цемента и зерен микрит-спаритом. Происхождение материала и обстановки седиментации серо-зеленых преимущественно оскольчатых аргиллитов остаются не совсем ясными. В некоторых случаях наблюдается последовательная быстрая смена аргиллитов крупнолинзовидно-слоистыми известняками, в других — эрозионная граница (см. рис. 4, *B*). Иногда отмечаются постепенные переходы от аргиллитов к известнякам с многочисленными следами деструкции и трещинами усыхания и далее к линзовидно-слоистым и массивным оолит-интракластическим известнякам (см. рис. 4, *B*). Возможно, что аргиллиты формировались в надприливных зонах или на прилегающих приморских равнинах.

В средней подсвите сизэчанской свиты картина распределения в разрезе известняков и аргиллитов иная. Здесь по мощности резко преобладают оскольчатые аргиллиты, они обычно красноцветные, иногда с зеленоватыми пятнами. На границах с карбонатными слоями в аргиллитах доминирует зеленоватый цвет. В слоях известняков, мощность которых в подсвите обычно не превышает 1 м, преобладают более тонкослоистые разновидности с широким развитием следов деструкции слойков и трещинами усыхания. Фиксируются постепенные переходы от красноцветных и зеленоватых аргиллитов к тонкослоистым известнякам с многочисленными трещинами усыхания и линзами плоскогалечных конгломератов (см. рис. 4, *Г, Д*). Выше по разрезу прослеживаются маломощные прослои линзовидно-слоистых штормовых известняков мелкого шельфа, которые вновь сменяются тонкослоистыми известняками с трещинами усыхания приливно-отливной и надприливной зон, а последние — аргиллитами. В верхней части подсвиты в аргиллитах отмечаются маломощные прослои алевролитов и песчаников с трещинами усыхания на поверхностях наслоения. Такие соотношения между разновидностями известняков и аргиллитов подтверждают предположение о том, что аргиллиты формировались в надприливных и континентальных обстановках.

Верхняя подсвита сизэчанской свиты представлена серыми (с поверхности с желтоватым оттенком) доломитами (см. рис. 4, *E*). Доломиты массивные, крупнолинзовидно-слоистые и относительно тонкослоистые. Первичная структура практически не сохранилась. Хотя в некоторых прослоях отмечаются нечеткие реликты зерен. Фиксируются последовательности обмеления метрового масштаба от относительно тонкослоистых к крупнолинзовидно-слоистым и массивным. В средней части подсвиты отмечается биогермный пласт, сложенный биогермами (мощностью до 2.0—2.3 м). Строматолиты тонкосреднестолбчатые, ветвящиеся (гимносолениды). Выше биогермного пласта залегают доломиты горизонтально- и линзовидно-слоистые сильноперекристаллизованные, иногда с линзами плоскогалечных конгломератов и мелкими постройками сильноизмененных строматолитов. Отмечаются прослои бурых оскольчатых и слоистых аргиллитов и алевролитов.

Таким образом, разрез рифейских отложений Хараулахского поднятия представлен в основном карбонатными породами, которые сформировались преимущественно в обстановках, варьирующих от глубокого до мелкого шельфа. Седиментация контролировалась разноамплитудными колебаниями уровня моря. В разрезе между свитами и более мелкими подразделениями не фиксируются длительные перерывы и существенные размывы. Хотя постоянно отмечаются остановки в седиментации и седиментационные размывы, характерные для шельфовой карбонатной седиментации. Следует отметить, что вероятность относительно длительного перерыва возможна между эсэлэхской и нэлэгерской свитами,

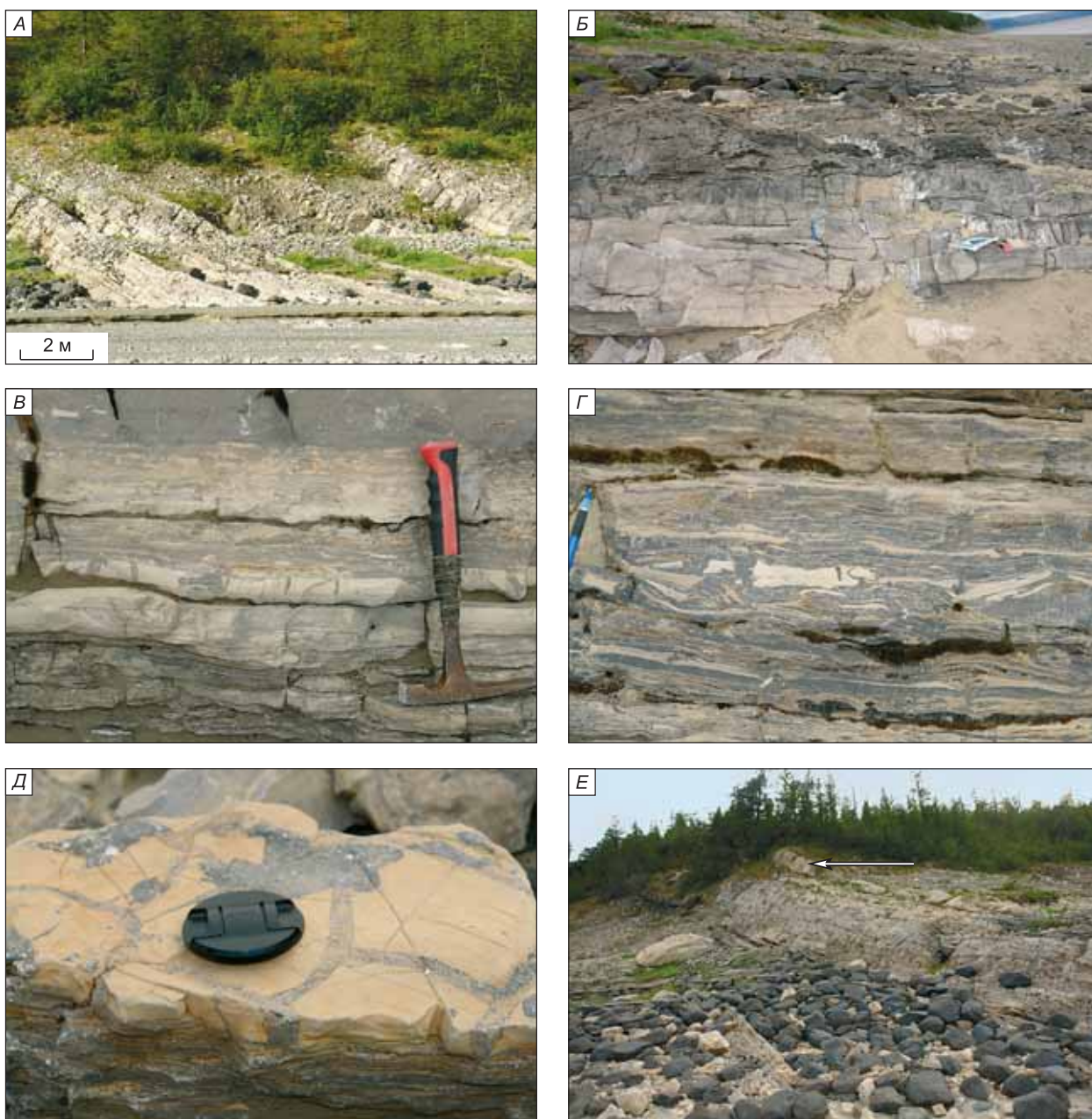


Рис. 4. Карбонатные породы и их последовательности сиэтачанской свиты Хараулахского поднятия.

А — известняки нижней подсвиты с прослоями зеленовато-серых аргиллитов; *Б* — массивные и крупнолинзовидно-слоистые комковато-интракlastические известняки мелкого шельфа с резкой границей с подстилающими аргиллитами; *В* — постепенный переход от аргиллитов к частично доломитизированным известнякам с многочисленными следами деструкции слойков и трещинами усыхания приливно-отливной зоны и далее к комковато-интракlastическим известнякам мелкого шельфа (нижняя подсвита); *Г* — известняки средней подсвиты с многочисленными следами деструкции слойков; *Д* — крупные трещины усыхания на верхней поверхности слоя частично доломитизированных известняков (средняя подсвита); *Е* — сильноперекристаллизованные и окремненные доломиты верхней подсвиты в средней части с биогермами мощностью около 2 м (показаны стрелкой).

где фиксируется граница между крупными седиментационными циклами (уктинско-эсэлэхским и нэлэгерско-сиэтачанским).

Выше с несогласием залегает хараюэтхская свита, относимая к венду, представленная в нижней части преимущественно силикокластическими породами, а верхней — карбонатными [Шпунт и др., 1982].

Стратиграфия рифейских отложений Хараулахского поднятия, как уже отмечалось, была разработана в 60—80-е годы прошлого столетия [Коробов, 1963; Комар, 1966; Крылов и др., 1971; Протерозой..., 1979; Шпунт и др., 1982; Семихатов, Серебряков, 1983] и до настоящего времени принципиально не изменилась [Мельников и др., 2005]. При этом рифейские свиты Хараулахского поднятия коррелировались с верхней подсвитой юсмастакской свиты Анабарского поднятия и с дебенгдинской и хайпахской свитами Оленекского поднятия. Возраст рифейского комплекса Хараулахского поднятия оценивался от среднего до нижней части позднего рифея (не моложе 850 млн лет). Оценка возраста этих отложений проводилась на базе изучения комплексов строматолитов и микрофитоцитов, а также корреляции их с рифейскими образованиями Западного Прианабарья и Оленекского поднятия, где имелись определения абсолютного возраста К-Аг методом по глауконитам [Протерозой..., 1979; Семихатов, Серебряков, 1983]. Проведенные в 1990-е годы и позднее изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические исследования рифейских комплексов Прианабарья и Оленекского поднятия позволили уточнить их возраст [Покровский, Виноградов, 1991; Горохов и др., 1995, 2006; Knoll et al., 1995; Ernst et al., 2000; Веселовский и др., 2006; Wingate et al., 2009]. Выяснилось, что существенно-карбонатная билляхская серия Анабарского поднятия по изотопно-геохимическим данным не моложе 1250—1300 млн лет [Покровский, Виноградов, 1991; Knoll et al., 1995], что хорошо согласуется с результатами изотопно-геохронологических исследований. Так, возраст силлов долеритов из котуйканской свиты билляхской серии (Sm/Nd метод) оценивается в 1513 ± 51 млн лет [Веселовский и др., 2006], а возраст даек долеритов из нижней части юсмастакской свиты (U/Pb метод по бадделеиту) составляет 1384 ± 2 млн лет [Ernst et al., 2000].

В связи с тем, что дебенгдинская и хайпахская свиты Оленекского поднятия коррелируются с верхней подсвитой юсмастакской свиты Анабарского поднятия [Семихатов, Серебряков, 1983], возраст верхней части рифейского разреза Оленекского поднятия не должен быть моложе 1250 млн лет [Sharma, Sergeev, 2004]. Это следует и из имеющихся результатов определений абсолютного возраста этих отложений. Так, долериты из верхней части кютингдинской свиты имеют возраст 1473 ± 24 млн лет (U/Pb метод по бадделеиту) [Wingate et al., 2009]. Возраст диагенеза погружения дебенгдинских аргиллитов оценивается в 1211—1272 млн лет [Горохов и др., 2006]. При этом признаков длительных перерывов в седиментации во время формирования арымасско-дебенгдинско-хайпахских отложений нет [Станевич и др., 2009]. Следовательно, изученные отложения Хараулахского поднятия, если следовать имеющимся корреляционным схемам, также должны иметь среднерифейский (донеопротерозойский) возраст.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Образцы для изотопных исследований в карбонатных интервалах разреза отбирались в основном через 2—4 м, редко 5—20 м (нижняя подсвита эсэлэхской свиты). Изотопным исследованиям предшествовало макро- и микроскопическое изучение пород. Отобранные фрагменты образцов истирали до пудры и выдерживали в H_2O_2 в течение 20 мин для разложения органической составляющей. После сушки образцы разлагали 100%-й ортофосфорной кислотой при 50 °С. Измерения проводили на масс-спектрометре Finnigan MAT-253. Воспроизводимость стандартов NBS 19 и MCA (Россия) не превышала 0.1 % по углероду и 0.15 % по кислороду. Линия пробоподготовки Gas Bench II. Результаты анализов представлены относительно стандарта PDB. Содержания Ca, Mg, Fe, Mn, Sr в растворимой части карбонатных пород определяли атомно-абсорбционным методом на установке Thermo Scientific SOLAAR AA Spectrometer (погрешность не превышала 5 %) (таблица).

Многочисленные исследования карбонатных пород показывают, что они способны сохранить близкий к первичному изотопный состав углерода, однако постседиментационные процессы как поверхностные, так и глубинные могут изменить начальные значения $\delta^{13}C$, обычно в сторону более низких [Veizer, 1983; Derry et al., 1992; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995; Сочава и др., 1996; Виноградов и др., 1998; Подковыров и др., 1998; Kah et al., 1999; Хабаров и др., 1999; Jacobsen, Kaufman, 1999; Hill, Walter, 2000; Bartley et al., 2001; Покровский и др., 2006; Хабаров, Вараксина, 2011]. Поэтому оценка степени постседиментационных преобразований пород рассматривается как необходимый элемент в структуре стратиграфических изотопно-геохимических исследований [Veizer, 1983; Derry et al., 1992; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995; Виноградов и др., 1998; Подковыров и др., 1998; Kah et al., 1999; Jacobsen, Kaufman, 1999; Хабаров и др., 1999; Hill, Walter, 2000; Bartley et al., 2001; Покровский и др., 2006].

Для изотопных исследований отбирали в основном породы с относительно хорошо сохранившимися первичными микроструктурами или реликтами их. Однако такие выборки редки, поскольку карбонатные породы рифея Чекуровской антиклинали Хараулахского поднятия практически все в разной степени перекристаллизованы. Среди перекристаллизованных карбонатных пород выделяются известняки и доломиты со слабой микропятнистой перекристаллизацией и относительно хорошо сохранившимися

**Изотопная и геохимическая характеристика рифейских карбонатных пород Хараулахского поднятия
(север Восточной Сибири)**

№ образца	Высота от основания свиты, м	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Доля карбонатного вещества в породе, %	Содержание, мкг/г					Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca
		‰ PDB			Mn	Fe	Sr	Mg	Ca			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Эсэлэхская свита												
1-2-09	105.0	4.5	-3.6	98.57	24	579	53	133000	232000	0.45	10.94	0.5733
1-3-09	110.6	4.0	-6.1	99.12	46	714	44	127000	226000	1.05	16.19	0.5619
1-4-09	121.8	4.3	-5.4	98.84	25	463	44	130000	227000	0.55	10.43	0.5727
1-5-09	127.0	4.3	-6.8	98.66	32	986	42	128000	224000	0.75	23.36	0.5714
1-6-09	148.0	4.5	-2.8	99.11	20	474	39	136000	232000	0.51	12.00	0.5862
1-7-09	156.0	4.3	-4.7	98.97	25	526	49	137000	241000	0.50	10.74	0.5685
1-8-09	165.5	4.6	-4.1	98.16	22	638	54	129000	230000	0.42	11.87	0.5609
1-9-09	172.8	4.5	-3.8	98.80	35	857	40	137000	239000	0.86	21.33	0.5732
1-10-09	198.8	4.8	-4.4	98.31	21	953	47	132000	231000	0.45	20.08	0.5714
1-11-09	213.5	5.1	-6.6	98.85	29	953	38	133000	233000	0.77	25.05	0.5708
1-12-09	225.5	4.9	-4.3	95.09	92	2250	47	126000	233000	1.95	47.72	0.5408
1-13-09	229.7	4.3	-8.0	96.93	28	1290	381	6630	417000	0.07	3.39	0.0159
1-14-09	233.9	4.0	-10.9	93.22	55	677	345	1600	400000	0.16	1.96	0.0040
1-15-09	239.7	5.4	-9.3	91.74	42	1220	705	1800	409000	0.06	1.73	0.0044
1-16-09	243.2	5.0	-7.5	95.10	617	5360	885	2070	381000	0.69	6.06	0.0054
1-17-09	246.2	5.6	-7.6	94.51	381	7970	1080	2580	403000	0.35	7.38	0.0064
1-18-09	252.2	5.9	-7.0	96.12	123	4650	868	1550	414000	0.14	5.35	0.0037
1-19-09	257.7	6.1	-5.2	93.99	90	5230	1250	2600	414000	0.07	4.18	0.0063
1-20-09	260.2	6.0	-3.3	94.28	62	3880	1200	3520	407000	0.05	3.23	0.0086
1-21-09	263.7	5.9	-5.3	94.10	72	3800	962	2510	414000	0.07	3.95	0.0061
1-22-09	269.7	5.8	-4.3	86.69	65	3820	885	2680	406000	0.07	4.31	0.0066
1-23-09	273.7	5.8	-5.6	86.98	95	2150	788	5150	386000	0.12	2.73	0.0133
1-24-09	275.1	6.3	-4.5	97.85	14	835	981	2100	400000	0.01	0.85	0.0052
1-25-09	276.7	6.0	-1.7	98.54	13	538	1110	3790	403000	0.01	0.48	0.0094
1-26-09	277.7	6.1	-3.5	98.90	7	190	945	2570	406000	0.01	0.20	0.0063
1-27-09	281.7	5.9	-6.0	95.50	57	2190	55	130000	236000	1.04	39.80	0.5508
1-28-09	284.7	6.6	-3.9	98.52	51	2050	60	131000	233000	0.85	33.95	0.5622
1-29-09	287.7	7.1	-0.8	99.77	32	826	58	127000	229000	0.55	14.22	0.5546
1-30-09	293.7	7.1	-1.2	99.00	23	668	55	133000	232000	0.42	12.09	0.5733
1-31-09	298.7	6.8	-4.8	98.34	53	1660	49	150000	268000	1.08	33.62	0.5597
1-32-09	301.7	5.7	-2.9	98.08	53	650	657	3720	417000	0.08	0.99	0.0089
1-33-09	303.7	6.5	-2.8	98.62	28	608	1070	2380	422000	0.03	0.57	0.0056
1-34-09	306.7	6.0	-2.5	98.90	3	112	1630	1430	422000	0.01	0.07	0.0034
1-35-09	309.7	5.4	-3.9	98.25	25	192	674	1070	411000	0.04	0.29	0.0026
1-36-09	312.7	6.5	-3.1	99.05	25	79	1260	1410	400000	0.02	0.06	0.0035
1-37-09	315.5	7.6	-2.9	98.75	17	111	621	709	415000	0.03	0.18	0.0017
1-38-09	319.3	6.5	-4.1	98.61	13	270	633	1160	408000	0.02	0.43	0.0028
1-39-09	322.3	5.4	-4.9	96.47	24	751	471	1630	412000	0.05	1.59	0.0040
1-40-09	325.5	4.8	-3.1	97.20	30	490	590	2560	399000	0.05	0.83	0.0064
1-41-09	330.7	6.2	-3.5	97.47	63	615	47	130000	228000	1.32	12.99	0.5702
1-42-09	333.9	6.2	-2.9	99.98	74	595	52	129000	227000	1.42	11.49	0.5683
1-43-09	342.3	6.6	-2.2	98.97	38	746	56	133000	230000	0.69	13.42	0.5783
1-44-09	351.2	4.8	-5.4	90.94	19	855	361	1550	420000	0.05	2.36	0.0037
1-45-09	355.2	4.9	-5.2	98.37	25	670	412	1550	415000	0.06	1.62	0.0037
1-46-09	357.7	1.8	-3.6	73.02	459	16800	125	118000	233000	3.67	134.32	0.5064
1-47-09	361.2	4.4	-3.9	97.79	14	384	570	2390	400000	0.02	0.67	0.0060

Продолжение табл.

№ образца	Высота от основания свиты, м	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Доля карбонатного вещества в породе, %	Содержание, мкг/г					Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca
		% PDB			Mn	Fe	Sr	Mg	Ca			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1-48-09	365.7	5.1	-4.8	98.44	18	373	447	952	425000	0.04	0.83	0.0022
1-49-09	370.2	5.2	-5.1	97.71	11	211	846	1350	418000	0.01	0.25	0.0032
1-50-09	371.2	4.4	-7.5	98.54	60	893	218	1970	431000	0.28	4.10	0.0046
Нэлгерская свита												
1-51-09	2.0	2.0	-3.8	71.49	541	20200	146	116000	229000	3.70	138.20	0.5066
1-52-09	5.0	3.6	-2.3	75.36	269	11300	181	119000	236000	1.48	62.29	0.5042
1-53-09	7.0	3.4	-2.4	86.22	166	7970	106	127000	225000	1.57	75.34	0.5644
1-54-09	9.0	2.4	-4.7	70.89	181	9110	128	114000	239000	1.42	71.42	0.4770
1-55-09	10.2	2.7	-4.2	84.11	182	6510	12	119000	234000	15.30	547.57	0.5085
1-56-09	13.5	4.7	-5.9	94.68	132	5300	70	122000	233000	1.89	75.73	0.5236
1-57-09	15.0	4.7	-7.0	95.74	84	3630	199	30000	369000	0.42	18.26	0.0813
1-58-09	17.5	2.7	-3.3	82.14	135	10500	138	120000	246000	0.98	76.26	0.4878
1-59-09	19.5	4.7	-8.5	97.02	70	3050	205	43500	359000	0.34	14.90	0.1212
1-60-09	21.5	2.8	-6.0	85.40	154	4990	79	125000	239000	1.95	63.32	0.5230
1-61-09	23.5	2.6	-6.3	95.27	122	3900	69	126000	225000	1.78	56.87	0.5600
1-62-09	25.5	1.5	-4.1	92.99	438	5370	61	127000	237000	7.12	87.38	0.5359
1-63-09	30.5	2.9	-4.0	88.12	101	2870	163	129000	221000	0.62	17.58	0.5837
1-64-09	34.5	3.9	-4.4	86.25	110	2300	85	134000	236000	1.29	27.06	0.5678
1-65-09	43.3	3.5	-2.9	89.01	63	1140	114	129000	234000	0.55	9.96	0.5513
1-66-09	50.3	4.1	-5.3	90.23	143	3290	116	117000	226000	1.23	28.35	0.5177
1-67-09	57.3	6.8	-7.3	98.55	12	209	676	7940	402000	0.02	0.31	0.0198
1-68-09	60.6	6.2	-8.4	97.14	15	292	165	71600	304000	0.09	1.76	0.2355
1-69-09	63.6	7.1	-8.7	92.80	13	196	487	22800	378000	0.03	0.40	0.0603
1-70-09	66.6	7.2	-8.8	97.97	9	100	592	8000	399000	0.02	0.17	0.0201
1-71-09	69.6	5.4	-6.3	81.99	51	1590	314	114000	235000	0.16	5.06	0.4851
1-72-09	72.6	4.9	-9.8	91.48	34	628	240	60600	319000	0.14	2.62	0.1900
1-73-09	75.6	5.0	-10.4	98.31	14	110	540	3220	411000	0.03	0.20	0.0078
1-74-09	76.8	4.2	-9.9	97.07	19	160	407	5800	402000	0.05	0.39	0.0144
1-75-09	78.8	4.9	-11.1	92.49	32	948	418	10100	399000	0.07	2.27	0.0253
1-76-09	79.8	6.0	-10.6	97.23	14	401	392	7450	406000	0.04	1.02	0.0183
1-77-09	81.8	6.3	-8.4	94.36	41	1520	718	9610	395000	0.06	2.12	0.0243
1-78-09	85.8	5.9	-8.9	91.24	48	568	747	8840	410000	0.06	0.76	0.0216
1-79-09	89.3	2.9	-10.1	96.12	105	888	469	20600	401000	0.22	1.89	0.0514
1-80-09	91.2	6.2	-9.8	81.35	115	1270	942	5230	436000	0.12	1.35	0.0120
1-81-09	92.8	3.4	-13.1	77.72	943	5230	535	14400	414000	1.76	9.78	0.0348
1-82-09	95.1	3.4	-13.8	73.30	620	4550	691	10900	389000	0.89	6.58	0.0280
1-83-09	96.9	4.7	-11.3	95.62	240	1700	559	5870	414000	0.43	3.04	0.0142
1-84-09	100.3	3.5	-12.4	78.00	518	3000	770	16000	389000	0.67	3.89	0.0411
1-85-09	102.0	6.9	-9.4	58.75	122	2380	1660	4480	395000	0.07	1.43	0.0113
1-86-09	107.0	4.5	-8.5	70.70	552	8410	1360	42200	371000	0.41	6.18	0.1137
1-87-09	109.0	5.0	-9.2	87.13	82	2110	972	20600	377000	0.08	2.17	0.0546
1-88-09	111.0	5.2	-9.3	97.61	31	435	656	3190	405000	0.05	0.66	0.0079
1-89-09	115.0	8.5	-6.4	97.15	15	459	1720	5030	401000	0.01	0.27	0.0125
1-90-09	116.0	8.2	-8.7	97.32	21	131	861	5160	409000	0.02	0.15	0.0126
1-91-09	117.0	5.5	-11.7	97.03	33	391	1010	5880	402000	0.03	0.39	0.0146
1-92-09	119.0	5.8	-10.6	95.25	19	130	962	4440	393000	0.02	0.13	0.0113

Продолжение табл.

№ образца	Высота от основания свиты, м	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Доля карбонатного вещества в породе, %	Содержание, мкг/г					Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca
		% PDB			Mn	Fe	Sr	Mg	Ca			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1-93-09	121.0	5.1	-11.4	98.40	15	159	713	1300	396000	0.02	0.22	0.0033
1-94-09	122.0	7.5	-7.8	95.88	18	349	835	3690	397000	0.02	0.42	0.0093
1-95-09	124.0	6.1	-10.1	98.44	29	250	841	2550	410000	0.03	0.30	0.0062
1-96-09	125.0	7.1	-10.0	97.70	40	797	553	8590	405000	0.07	1.44	0.0212
1-97-09	128.0	6.6	-9.9	99.00	32	1570	686	37000	361000	0.05	2.29	0.1025
1-98-09	131.0	7.0	-10.5	98.00	11	169	566	4750	417000	0.02	0.30	0.0114
1-99-09	133.0	6.1	-11.1	99.94	19	181	787	2910	398000	0.02	0.23	0.0073
1-100-09	135.0	5.1	-10.4	99.91	48	700	740	10000	395000	0.06	0.95	0.0253
1-101-09	136.0	5.8	-11.0	97.39	20	110	1200	1700	418000	0.02	0.09	0.0041
1-102-09	138.0	5.8	-9.6	95.54	31	726	1180	1420	394000	0.03	0.61	0.0036
1-103-09	139.5	5.9	-8.8	98.80	26	200	864	1250	392000	0.03	0.23	0.0032
1-104-09	140.5	5.6	-9.9	98.20	89	483	903	1540	384000	0.10	0.53	0.0040
Сизгачанская свита												
1-105-09	0.6	6.8	-11.2	98.85	50	622	1000	1700	401000	0.05	0.62	0.0042
1-106-09	1.8	6.0	-10.7	88.66	239	10900	757	35900	361000	0.32	14.41	0.0994
1-107-09	3.8	7.5	-10.6	98.74	59	820	867	5080	397000	0.07	0.95	0.0128
1-108-09	6.1	6.9	-9.0	97.11	125	2750	614	30400	351000	0.20	4.48	0.0866
1-109-09	8.1	7.3	-10.6	97.45	65	1040	982	3220	416000	0.07	1.06	0.0077
1-110-09	8.6	5.3	-7.6	93.67	194	6100	461	79900	264000	0.42	13.23	0.3027
1-111-09	9.9	7.6	-10.0	97.34	133	2480	922	9650	391000	0.14	2.69	0.0247
1-112-09	10.8	4.0	-5.6	61.03	1680	34500	877	99600	217000	1.92	39.34	0.4590
1-113-09	12.3	4.7	-7.0	84.81	851	27000	1330	102000	232000	0.64	20.30	0.4397
1-114-09	14.0	4.6	-5.9	91.52	279	11000	1020	107000	251000	0.27	10.78	0.4263
1-117-09	15.8	7.0	-11.6	98.36	240	3250	920	12700	391000	0.26	3.53	0.0325
1-118-09	17.9	5.8	-10.0	94.48	280	2330	741	17900	394000	0.38	3.14	0.0454
1-119-09	20.8	6.9	-11.0	96.50	252	2200	610	11000	390000	0.41	3.61	0.0282
1-120-09	22.7	7.1	-10.8	97.84	121	1130	784	6820	407000	0.15	1.44	0.0168
1-121-09	25.0	6.6	-9.6	94.80	293	3440	732	35100	351000	0.40	4.70	0.1000
1-122-09	28.2	5.9	-10.0	64.50	742	5000	801	36700	526000	0.93	6.24	0.0698
1-123-09	31.9	6.8	-10.0	96.90	396	1850	824	13900	375000	0.48	2.24	0.0371
1-124-09	33.9	7.0	-7.1	83.02	460	4890	557	32700	343000	0.83	8.78	0.0953
1-125-09	36.6	5.3	-7.0	98.32	548	2680	443	44400	357000	1.24	6.05	0.1244
1-126-09	36.7	6.3	-7.9	74.41	623	11800	452	32300	364000	1.38	26.11	0.0887
1-127-09	40.5	6.3	-7.4	94.90	429	1200	746	3600	409000	0.57	1.61	0.0088
1-128-09	42.6	6.9	-9.6	81.03	475	2210	600	22500	374000	0.79	3.68	0.0602
1-129-09	47.3	5.6	-8.2	94.93	959	1500	747	16300	391000	1.28	2.01	0.0417
1-130-09	50.4	6.6	-8.7	92.95	813	1030	560	12500	381000	1.45	1.84	0.0328
1-131-09	53.4	5.8	-7.2	92.92	454	2040	454	44900	340000	1.00	4.50	0.1321
1-132-09	54.6	5.4	-6.2	92.30	488	1730	356	53100	329000	1.37	4.86	0.1614
1-133-09	57.2	6.5	-9.3	95.67	511	1260	638	11200	396000	0.80	1.97	0.0283
1-134-09	58.2	2.1	-5.1	86.54	1080	4100	401	81300	305000	2.69	10.2	0.2666
1-135-09	61.4	7.8	-8.4	97.64	344	1000	556	5240	413000	0.62	1.80	0.0127
1-136-09	65.0	7.0	-10.0	95.92	657	943	562	4630	421000	1.17	1.68	0.0110
1-137-09	69.8	6.5	-6.9	86.44	375	3750	407	15100	409000	0.92	9.21	0.0369
1-138-09	72.4	6.3	-9.7	94.62	202	727	562	17600	398000	0.36	1.29	0.0442
1-139-09	74.9	6.9	-9.6	96.76	113	577	649	5880	403000	0.17	0.89	0.0146
1-140-09	78.5	7.2	-9.8	96.97	276	898	669	7090	384000	0.41	1.34	0.0185
1-141-09	81.1	6.6	-10.0	96.33	435	1070	473	10300	395000	0.92	2.26	0.0261

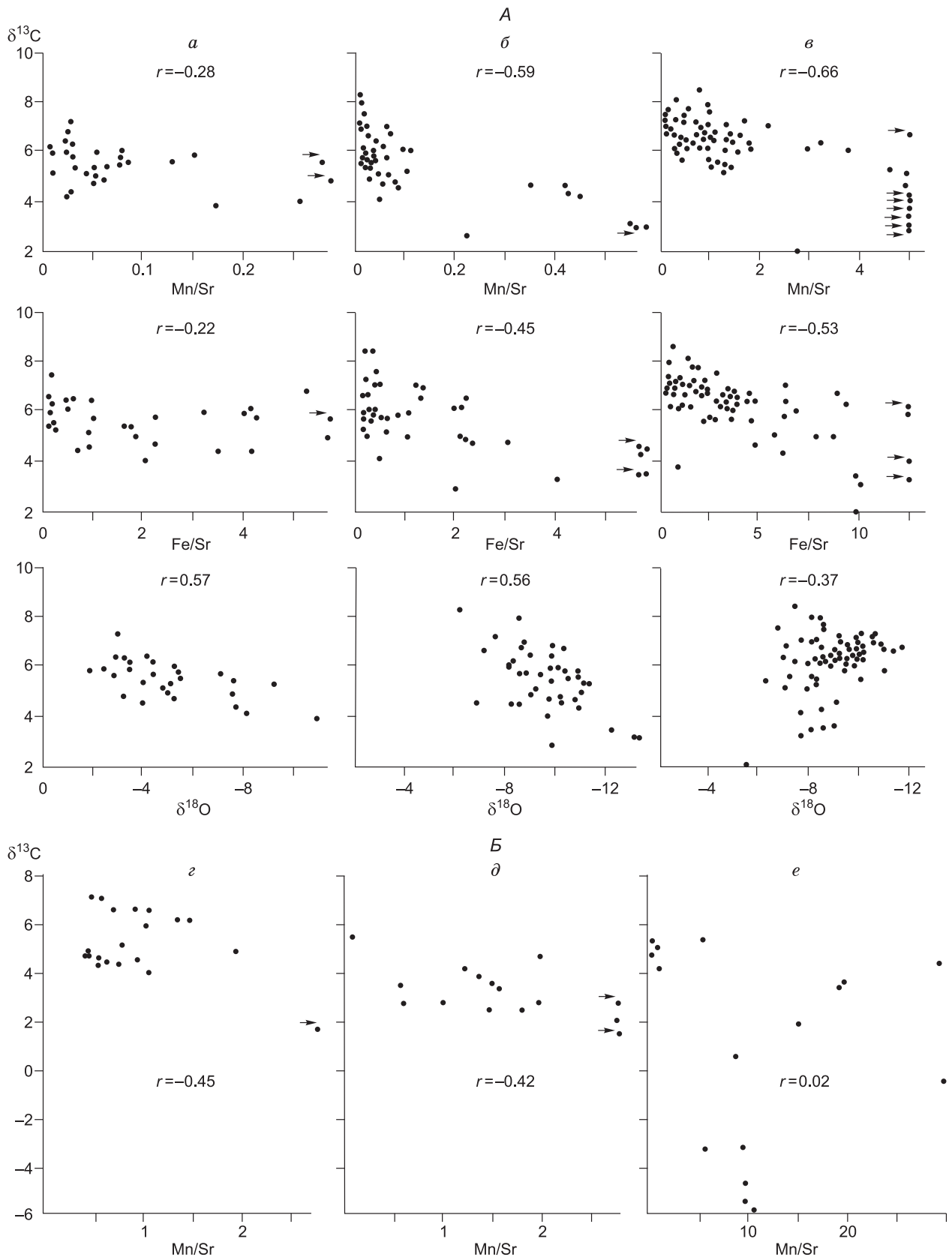
№ образца	Высота от основания свиты, м	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Доля карбонатного вещества в породе, %	Содержание, мкг/г					Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca
		% PDB	Mn		Fe	Sr	Mg	Ca				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1-142-09	85.0	6.8	-9.7	97.52	240	1040	325	29400	378000	0.74	3.20	0.0778
1-143-09	87.7	8.1	-8.0	95.85	163	744	497	13000	395000	0.33	1.50	0.0329
1-144-09	90.7	6.5	-9.6	93.02	375	1920	507	14400	400000	0.74	3.78	0.0360
1-145-09	96.5	6.3	-9.6	96.14	318	1380	473	20000	380000	0.67	2.92	0.0526
1-146-09	98.1	6.8	-9.6	95.74	309	923	631	7670	397000	0.49	1.46	0.0193
1-147-09	101.4	5.8	-8.1	64.05	601	2020	520	31200	365000	1.15	3.88	0.0855
1-148-09	107.7	6.3	-9.9	96.69	853	1070	680	5610	414000	1.25	1.57	0.0136
1-149-09	111.7	5.3	-4.2	70.44	3161	17500	496	112000	237000	6.37	35.30	0.4726
1-150-09	115.4	3.6	-8.0	84.66	2210	3360	342	14000	389000	6.47	9.83	0.0360
1-151-09	118.9	7.1	-8.3	98.90	575	336	681	3370	403000	0.84	0.49	0.0084
1-152-09	123.1	6.6	-9.4	95.31	669	1540	659	7060	394000	1.02	2.32	0.0179
1-153-09	125.8	7.1	-9.1	98.74	488	1030	981	4460	400000	0.50	1.05	0.0112
1-154-09	133.5	6.6	-8.5	95.70	1970	2410	598	20600	368000	3.29	4.03	0.0560
1-155-09	136.4	4.8	-9.1	95.68	1480	2230	280	28000	370000	5.29	7.96	0.0757
1-156-09	138.6	6.1	-9.4	96.64	791	1980	539	11300	392000	1.47	3.67	0.0288
1-157-09	142.2	6.9	-9.4	97.10	839	996	547	4910	398000	1.53	1.82	0.0123
1-158-09	144.9	5.6	-8.3	94.90	3040	1650	650	23800	358000	4.68	2.54	0.0665
1-159-09	150.5	7.2	-9.4	97.63	1350	660	940	3850	386000	1.44	0.70	0.0100
1-160-09	152.9	8.0	-8.3	97.31	743	484	783	3200	401000	0.95	0.62	0.0080
1-161-09	158.7	7.2	-7.6	86.49	1320	3780	585	16200	342000	2.26	6.46	0.0474
1-162-09	160.9	8.6	-7.5	97.54	455	545	613	4560	383000	0.74	0.89	0.0119
1-163-09	163.2	7.7	-6.8	81.93	405	590	422	6240	387000	0.96	1.40	0.0161
1-164-09	167.5	6.4	-8.3	96.97	650	1800	388	20700	369000	1.67	4.64	0.0561
1-165-09	170.5	6.1	-8.8	95.49	726	2240	341	25600	370000	2.13	6.57	0.0692
1-166-09	174.2	6.3	-8.8	96.52	796	1710	460	16600	361000	1.73	3.72	0.0460
1-167-09	176.7	6.6	-8.9	97.51	732	1880	527	16800	379000	1.39	3.56	0.0443
1-168-09	184.3	6.9	-8.5	97.51	1020	348	617	3350	405000	1.65	0.56	0.0083
1-169-09	187.7	6.3	-8.5	90.13	1750	561	461	7000	426000	3.80	1.22	0.0164
1-170-09	194.2	4.5	-8.7	80.05	1810	1730	251	10400	410000	7.20	6.88	0.0254
1-171-09	201.0	3.7	-8.9	72.30	2270	4720	251	15300	388000	9.03	18.77	0.0394
1-172-09	209.0	6.3	-8.9	95.95	2100	333	717	3920	408000	2.93	0.46	0.0096
1-173-09	229.2	3.7	-4.3	77.78	4560	3490	210	121000	238000	21.71	16.62	0.5084
1-174-09	242.5	7.1	-8.2	97.84	2070	655	276	11000	388000	7.50	2.37	0.0284
1-175-09	248.9	5.2	-7.9	87.42	1440	2150	264	15900	388000	5.44	8.13	0.0410
1-176-09	251.9	4.3	-7.6	74.77	2310	4560	205	36000	340000	11.27	22.25	0.1059
1-177-09	255.2	3.7	-8.4	96.53	2030	200	417	4600	400000	4.87	0.48	0.0115
1-178-09	263.8	3.3	-7.6	86.20	2280	2510	227	38900	346000	10.05	11.06	0.1124
1-179-09	265.9	3.5	-7.9	73.00	3140	5250	165	121000	223000	19.03	31.82	0.5426
1-180-09	271.4	4.4	-6.3	95.48	4810	2230	160	127000	228000	30.11	13.96	0.5570
1-182-09	288.7	1.9	-4.0	87.05	2420	5860	146	128000	220000	16.56	40.11	0.5818
1-183-09	291.3	0.5	-5.2	89.22	779	3580	99	129000	236000	7.88	36.24	0.5466
1-184-09	294.9	-0.5	-9.0	97.86	1050	8340	33	130000	226000	31.42	249.68	0.5752
1-185-09	297.7	-3.3	-5.5	79.87	603	8290	87	124000	229000	6.92	95.11	0.5415
1-186-09	300.9	-3.1	-5.8	91.70	586	8640	65	122000	226000	9.06	133.48	0.5398
1-187-09	303.6	-4.8	-5.6	81.33	691	11400	71	124000	231000	9.78	161.51	0.5368
1-188-09	306.3	-5.6	-5.4	81.57	687	11600	68	121000	225000	10.02	169.36	0.5378
1-189-09	307.3	-7.2	-6.0	88.01	782	9880	71	130000	236000	10.97	138.59	0.5508

мися зернами; доломиты (реже известняки) полностью перекристаллизованные, но с реликтами первичной структуры и спаритами поздней генерации заполнения микропор; доломиты (реже известняки), представленные неоморфными кристаллами. Существенно перекристаллизованы осветленные карбонатные породы в приконтактных зонах с силлами долеритов (образцы известняков из приконтактовых зон не включены в выборку для дальнейших исследований). В целом в рифейском разрезе преобладают известняки. Доломитизация известняков происходила преимущественно в самом раннем диагенезе при активном обмене с морскими водами. Однако не исключено последующее взаимодействие с пластовыми водами доломитов нижней части нэлэгерской свиты и верхней подсвиты сизтачанской свиты, которые по результатам макро- и микроскопических исследований имеют признаки неоднократного растворения и кристаллизации карбонатного материала. На вероятность таких процессов указывают также высокие концентрации в этих доломитах железа (до 20200 г/т).

При взаимодействии карбонатных пород с метеорными и глубинными водами происходит смещение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ обычно в отрицательную сторону, однако для сходных по масштабу изменений изотопных составов соотношение вода/порода для углерода должно быть на 2—3 порядка выше, чем для кислорода. Поэтому изотопные отношения кислорода рассматриваются как чувствительный индикатор постседиментационных преобразований [Veizer, 1983; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995; Сочава и др., 1996]. Для карбонатных пород, подвергшихся воздействию постседиментационных процессов с незначительными изменениями изотопных отношений углерода, обычны величины $\delta^{18}\text{O}$ не менее -10% [Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995]. В изученных образцах они изменяются от -0.8 до -13.8% , причем в доломитах не опускаются ниже -10.0% и обычно выше на 2—3 %, чем в известняках (см. таблицу), что объясняется изотопным фракционированием при доломитизации и лучшей сохранностью кислородной изотопной системы в доломитах [Land, 1980; Knoll et al., 1995; Сочава и др., 1996]. В целом более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ характерны для известняков нэлэгерской свиты, которые в большей степени были подвержены постседиментационным преобразованиям при внедрении долеритов и деформациях.

Диагностика воздействия постседиментационных процессов на С-изотопные отношения проводится также по наличию корреляции между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. В изученных отложениях положительная корреляция между значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 5) наблюдается для известняков и доломитов эсэлэхской свиты и известняков нэлэгерской свиты. Образцы карбонатных пород разделены на две группы. К первой группе отнесены породы с величинами $\delta^{18}\text{O}$ менее -10% , которые испытали, по-видимому, наиболее существенные постседиментационные изменения. Вторая группа со значениями $\delta^{18}\text{O}$ более -10% отнесена к слабоизмененным и/или неизменным. Отмечается корреляция между степенью перекристаллизации пород и значениями $\delta^{18}\text{O}$; в наименее перекристаллизованных породах фиксируются более высокие величины О-изотопных отношений. Так, значительная часть темно-серых дислоцированных известняков нэлэгерской свиты характеризуются относительно плохой сохранностью первичных структурных компонентов и одновременно значениями $\delta^{18}\text{O}$ менее -10% , т.е. они относятся к измененным карбонатным породам с величинами $\delta^{13}\text{C}$, отличными от первичных. Вместе с тем корреляция между степенью перекристаллизации и значениями $\delta^{18}\text{O}$ наблюдается не всегда. Например, в некоторых сильноперекристаллизованных с полной утратой реликтов первичной структуры доломитах из нижнеэсэлэхской подсвиты наблюдаются умеренные негативные О-изотопные отношения.

При оценке степени изменения полученных значений $\delta^{13}\text{C}$ широко используются геохимические критерии: величины отношений Mn/Sr, Fe/Sr, наличие или отсутствие ковариаций между Mn/Sr и $\delta^{13}\text{C}$, Fe/Sr и $\delta^{13}\text{C}$. Их применение обусловлено тем, что при постседиментационных преобразованиях карбонатных пород они обычно обогащаются Mn, Fe, Rb и обедняются Sr [Brand, Veizer, 1981; Veizer, 1983; Kaufman, Knoll, 1995; Knoll et al., 1995; Сочава и др., 1996]. При анализе геохимических характеристик исследованных образцов выяснилось, что они в целом неоднородны и варьируют в широких пределах. Так, содержания (мкг/г) Fe изменяются от 79 до 34500, Mn — от 3 до 4810, Sr — от 7 до 1720. Величины отношений Mn/Sr, Fe/Sr колеблются от 0.01 до 31.4 и от 0.1 до 249.7 соответственно. На диаграммах ковариаций Mn/Sr и $\delta^{13}\text{C}$, Fe/Sr и $\delta^{13}\text{C}$ видно, что зависимость величин $\delta^{13}\text{C}$ от отношений Mn/Sr и Fe/Sr проявляется в разной степени (см. рис. 5). Так, в известняках эсэлэхской и доломитах нэлэгерской свит зависимость $\delta^{13}\text{C}$ —Mn/Sr практически не фиксируется, но заметна в известняках нэлэгерской и сизтачанской свит. Относительно хорошо проявлена зависимость $\delta^{13}\text{C}$ —Fe/Sr в известняках и доломитах сизтачанской свиты и доломитах эсэлэхской свиты. На этих же диаграммах видно, что известняки в целом характеризуются более низкими значениями рассматриваемых элементных отношений, чем доломиты. Различия обусловлены, прежде всего, существенно отличающимися содержаниями стронция в породах. В доломитах концентрация стронция редко превышает 100 мкг/г, несколько повышаясь в известковистых доломитах, а в известняках обычно превышает 400 мкг/г и достигает более 1700 мкг/г (см. таблицу). Более высокие концентрации стронция в известняках обусловлены тем, что ионные радиусы Sr и Mg различаются в большей степени, чем Sr и Ca, и, соответственно, стронций лучше входит в кристал-



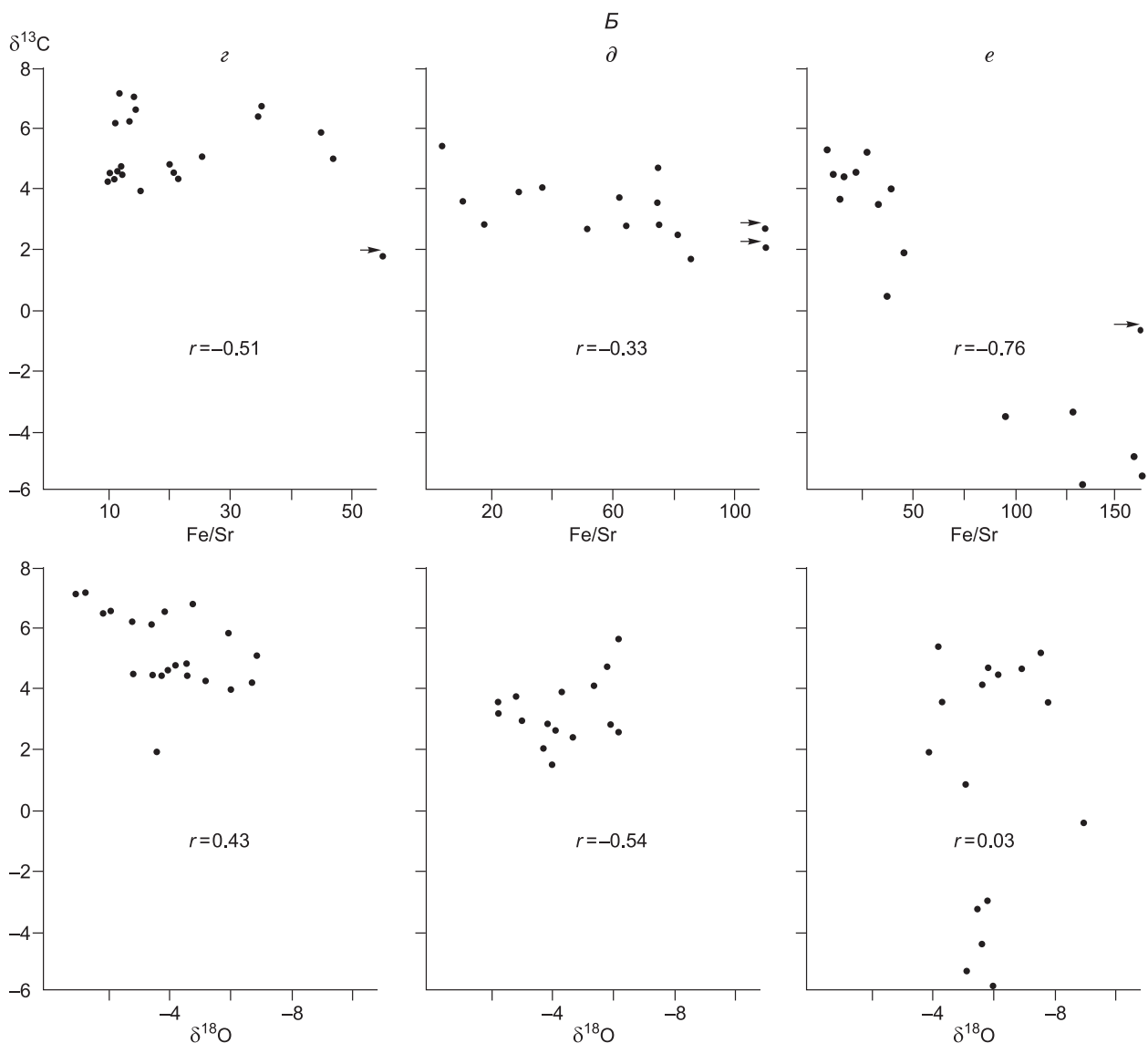


Рис. 5. Зависимость значений $\delta^{13}\text{C}$ в известняках (А) и доломитах (Б) докембрия Хараулахского поднятия от отношений Mn/Sr , Fe/Sr и величин $\delta^{18}\text{O}$.

a–e — свиты: *a, г* — эсэлэхская, *б, д* — нэлэгерская, *в, e* — сизтачанская. *r* — коэффициент корреляции. Стрелки показывают значения, выходящие за рамки диаграмм.

лическую решетку кальцита, чем доломита [Land, 1980; Veizer, 1983; Kaufman, Knoll, 1995; Сочава и др., 1996; Виноградов и др., 1998]. С этой же причиной связано во многих случаях обогащение доломитов Mn и Fe [Veizer et al., 1992]. Следовательно, отмеченные выше геохимические критерии могут отражать, с одной стороны, реальные постседиментационные изменения доломитов, а с другой, — фиксировать их кристаллохимические особенности, при этом изотопный состав карбонатного углерода может оставаться близким к первичному.

Вышесказанное позволяет использовать при оценке степени изменения доломитов и известняков разные критические значения элементных отношений. Подобный дифференцированный подход уже применялся ранее [Сочава и др., 1996; Виноградов и др., 1998; Подковыров и др., 1998; Хабаров и др., 1999]. В работе при разделении образцов с нарушенными и ненарушенными C -изотопными системами приняты значения $\text{Mn}/\text{Sr} < 5$ и $\text{Fe}/\text{Sr} < 10$ для известняков и $\text{Mn}/\text{Sr} < 10$ и $\text{Fe}/\text{Sr} < 40$ для доломитов. Суммируя петрографические, изотопные и геохимические данные по изученным карбонатным породам отметим, что основная часть образцов, несмотря на перекристаллизацию, сохранила близкие к первичным значения $\delta^{13}\text{C}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Наиболее древние образцы карбонатных пород рифейского разреза Чекуровской антиклинали Хараулахского поднятия отобраны из нижнеэсэлэхской подсвиты. Строматолитовые и комковато-интракластические доломиты сильно перекристаллизованы, обычно с полной утратой первичной седиментационной микроструктуры. Тем не менее они характеризуются умеренными концентрациями Fe (470—980, в одном образце 2250 мкг/г), Mn (20—92 мкг/г) и в основном низкими Sr (до 54 мкг/г) (см. таблицу) и по геохимическим критериям относятся к неизмененным (исключая обр. 1-12-09). Наблюдается слабая корреляция между Mn/Sr и $\delta^{13}\text{C}$, Fe/Sr и $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (см. рис. 5, Б). Величины $\delta^{18}\text{O}$ не опускаются ниже -6.8‰ . Значения $\delta^{13}\text{C}$ в неизмененных образцах варьируют от 4.0 до 5.1 ‰. Отмечается слабый тренд на возрастание величин $\delta^{13}\text{C}$ вверх по разрезу подсвиты (рис. 6, А).

Темно-серые, часто слабоглинистые известняки среднеэсэлэхской подсвиты умеренно, а иногда сильно перекристаллизованы. Содержания (мкг/г) Fe изменяются от 190 до 7970, Mn — от 7 до 617, Sr — от 345 до 1250 (обычно более 800). По геохимическим критериям все образцы известняков относятся к неизмененным (см. таблицу). Величины $\delta^{18}\text{O}$ обычно превышают -8‰ и только в одном образце опускаются ниже -10‰ . Наблюдается слабая корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (0.57). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в неизмененных образцах, согласно принятым критериям разграничения, варьируют от 5.0 до 6.1 ‰, а в

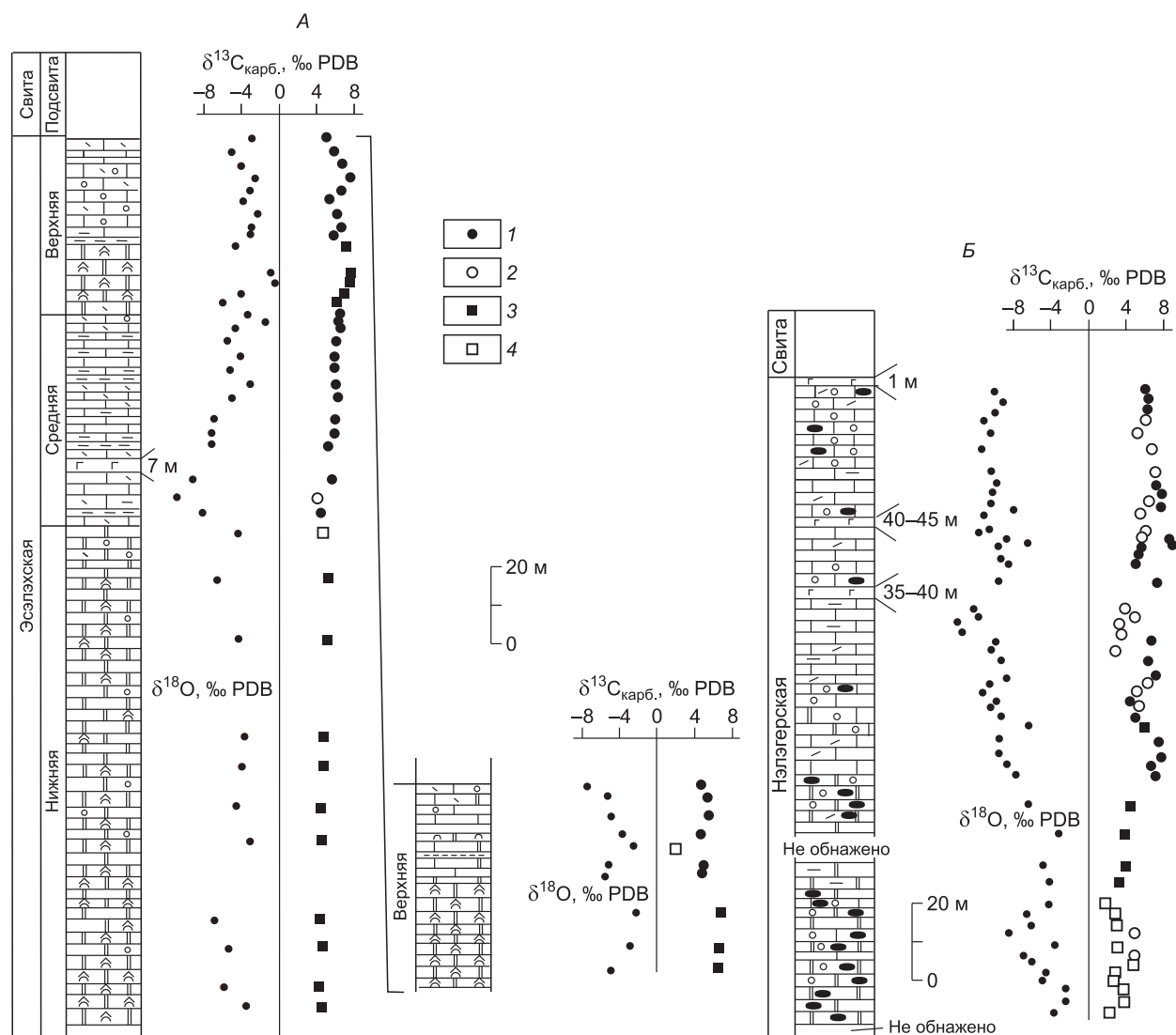


Рис. 6. Вариации значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ в эсэлэхской (А) и нэлэгерской (Б) свитах Хараулахского поднятия.

1, 2 — известняки: 1 — наименее измененные, 2 — измененные; 3, 4 — доломиты: 3 — наименее измененные, 4 — измененные. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

измененном обр. 1-14-09 величина $\delta^{13}\text{C}$ составляет 4.0 ‰ (см. рис. 6, А; таблицу). Вверх по разрезу наблюдается незначительное возрастание значений $\delta^{13}\text{C}$.

Строматолитовые доломиты верхней подсвиты эсэлэхской свиты обычно сильно перекристаллизованы. Содержания (мкг/г) Fe изменяются от 595 до 2190 (в одном образце достигают 16800), Mn — от 19 до 459, а Sr — от 47 до 125 (обычно менее 60). По геохимическим критериям только один образец (1-46-09) доломитов относится к измененным (см. таблицу). Микрит-силтитовые и комковато-интракlastические известняки верхнеэсэлэхской подсвиты умеренно, редко сильно перекристаллизованы. Содержания (мкг/г) Fe варьируют от 79 до 893, Mn — от 3 до 60, а Sr — от 218 до 1630 (обычно более 400). По геохимическим критериям все образцы известняков отнесены к неизменным. Величины $\delta^{18}\text{O}$ в известняках и доломитах превышают -7.5 ‰. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в неизмененных образцах варьируют от 4.4 до 7.6 ‰, а в измененном образце доломитов опускаются до 1.8 ‰ (см. рис. 6, А; таблицу).

Доломиты и редкие доломитовые известняки из нижней существенно-доломитовой части нэлэгерской свиты сильно перекристаллизованы, окремнены и относятся в основном к измененным. Содержания (мкг/г) Fe в доломитах изменяются от 1140 до 20200, Mn — от 63 до 438, а Sr — от 12 до 181. По геохимическим критериям только образцы (1-63-09—1-66-09) доломитов отнесены к неизменным (см. таблицу). Величины $\delta^{18}\text{O}$ в доломитах превышают -7.0 ‰. В известняках из вышележащей известняковой части нэлэгерской свиты содержания (мкг/г) Fe варьируют от 100 до 8410, Mn — от 9 до 943, а Sr — от 165 до 1720 (обычно более 400). По геохимическим критериям образцы известняков отнесены к неизменным. Однако в 16 образцах известняков величины $\delta^{18}\text{O}$ составляют менее -10.0 ‰ и понижаются до -13.8 ‰. Следовательно, по изотопно-геохимическим характеристикам эти образцы известняков относятся к измененным (рис. 6, Б; см. таблицу). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в неизмененных образцах доломитов варьируют от 2.9 до 5.4 ‰, а в измененных образцах составляют 1.5—4.7 ‰. Величины $\delta^{13}\text{C}$ в неизмененных образцах известняков изменяются от 4.2 до 8.5 ‰, а в измененных — от 2.9 до 7.0 ‰ (см. рис. 6, Б; таблицу).

В перекристаллизованных и умеренно перекристаллизованных, часто доломитистых известняках нижней подсвиты сизтачанской свиты содержания (мкг/г) Fe варьируют от 336 до 11800, Mn — от 50 до 2210, а Sr — от 325 до 1000 (обычно более 400). Обращают на себя внимание относительно высокие содержания марганца в известняках сизтачанской свиты по сравнению с таковыми в известняках ниже лежащих свит. По геохимическим и изотопно-геохимическим критериям 11 образцов (1-105-09—1-107-09, 1-109-09, 1-110-09, 1-117-09, 1-119-09, 1-120-09, 1-126-09, 1-134-09, 1-150-09) известняков, в том числе доломитовых, относятся к измененным (рис. 7, А; см. таблицу). Значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от -5.1 до -11.6 ‰, причем значительная часть образцов по О-изотопному составу приближается к пограничному между измененными и неизменными (-9.0 ... -10.0 ‰). Величины $\delta^{13}\text{C}$ в измененных и неизмененных известняках варьируют от 5.8 до 7.5 ‰. Немногочисленные образцы известковистых доломитов из нижнесизтачанской подсвиты характеризуются высокими содержаниями Mn (279—3161 мкг/г) и Fe (11000—34500 мкг/г), однако из-за аномально высоких концентраций стронция (до 1330 мкг/г) по геохимическим и изотопно-геохимическим критериям относятся к неизменным. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах варьируют в пределах 4.0—5.3 ‰.

В перекристаллизованных и умеренно перекристаллизованных, иногда доломитистых известняках средней подсвиты сизтачанской свиты содержания (мкг/г) Fe изменяются от 200 до 4720, Mn — от 405 до 3040, а Sr — от 205 до 940 (обычно более 400). Величины $\delta^{18}\text{O}$ более -10.0 ‰. По геохимическим критериям 7 образцов (1-155-09, 1-170-09, 1-171-09, 1-174-09—1-176-09, 1-178-09) известняков, преимущественно из верхней части подсвиты, относятся к измененным (см. рис. 7, А; таблицу). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в неизмененных образцах известняков составляют 5.6—8.6 ‰, а в измененных — 3.3—7.1 ‰. В трех измененных по геохимическим критериям образцах доломитов с высокими содержаниями марганца (3140—4810 мкг/г) величины $\delta^{13}\text{C}$ варьируют в пределах 3.5—4.4 ‰. Отмечается тренд на снижение С-изотопного состава в известняках и доломитах в верхней части подсвиты.

В сильноперекристаллизованных окремненных доломитах верхней подсвиты сизтачанской свиты содержания (мкг/г) Fe варьируют от 3580 до 11600, Mn — от 603 до 1050, а Sr — от 33 до 146. Величины $\delta^{18}\text{O}$ не опускаются ниже -9.0 ‰. По геохимическим критериям только один обр. 1-183-09 относится к неизменным (см. рис. 7, А; таблицу). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в измененных образцах доломитов колеблются от 1.9 до -7.2 ‰, а в неизменном составляет 0.5 ‰. Фиксируется, несмотря на изменение пород, четкий тренд на снижение С-изотопного состава вверх по разрезу подсвиты (см. рис. 7, А).

Таким образом, в карбонатных породах рифейского разреза Хараулахского поднятия в целом доминируют высокие (от 5.0—6.0 до 7.0—8.6 ‰) величины $\delta^{13}\text{C}$ (см. рис. 9, Б). Сдвиги в сторону более низких значений (например, в нижней части нэлэгерской свиты) в основном связаны с постседиментационными процессами. Однако существенный негативный сдвиг (до -7.2 ‰) в верхней подсвите сизтачанской свиты трудно объяснить только постседиментационными изменениями величин $\delta^{13}\text{C}$. Следует отметить, что снижение С-изотопных отношений прослеживается в образцах из этой части разреза,

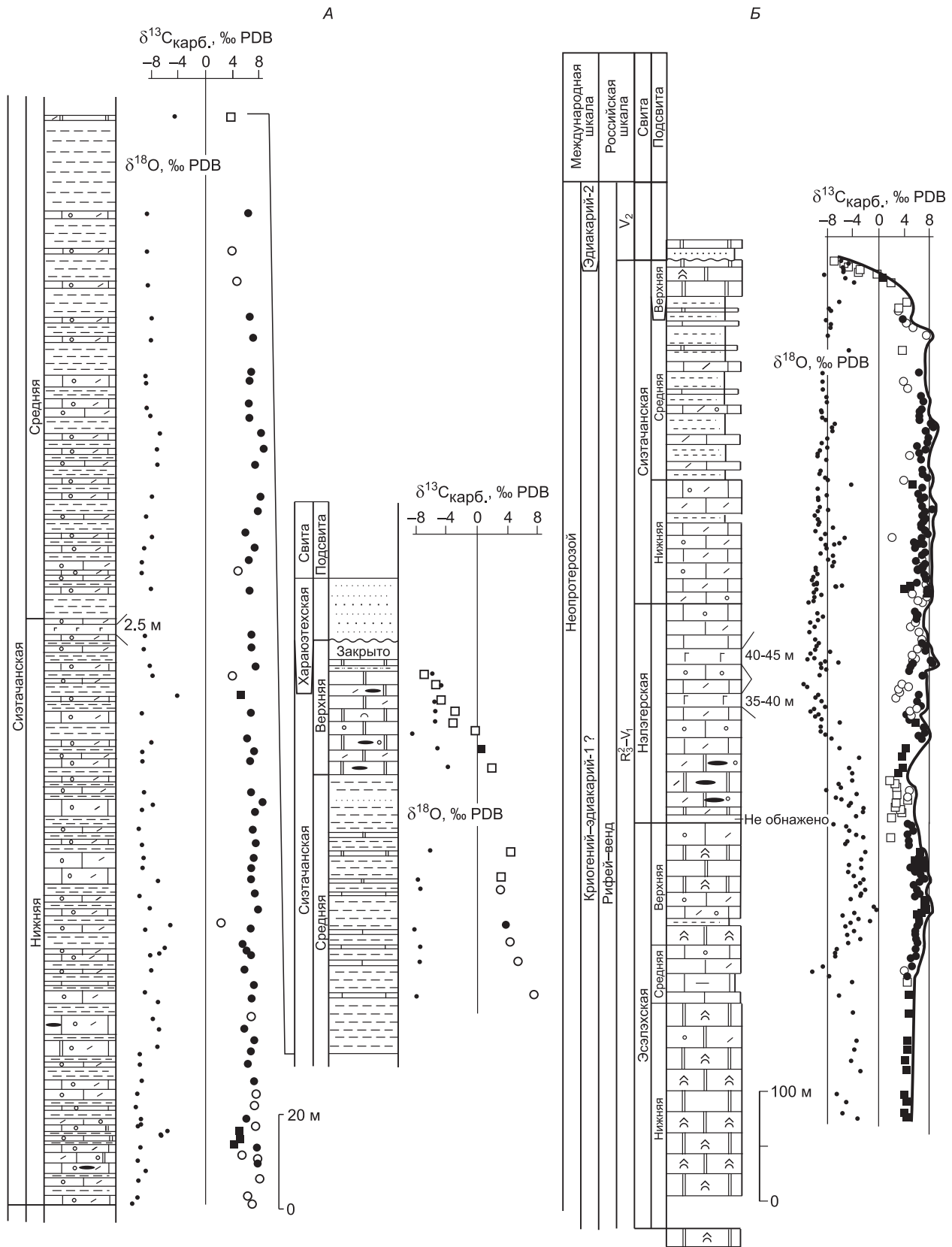


Рис. 7. Вариации значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ в сизгачанской свите (А) и верхнедокембрийских отложениях (Б) Хараулахского поднятия.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 6.

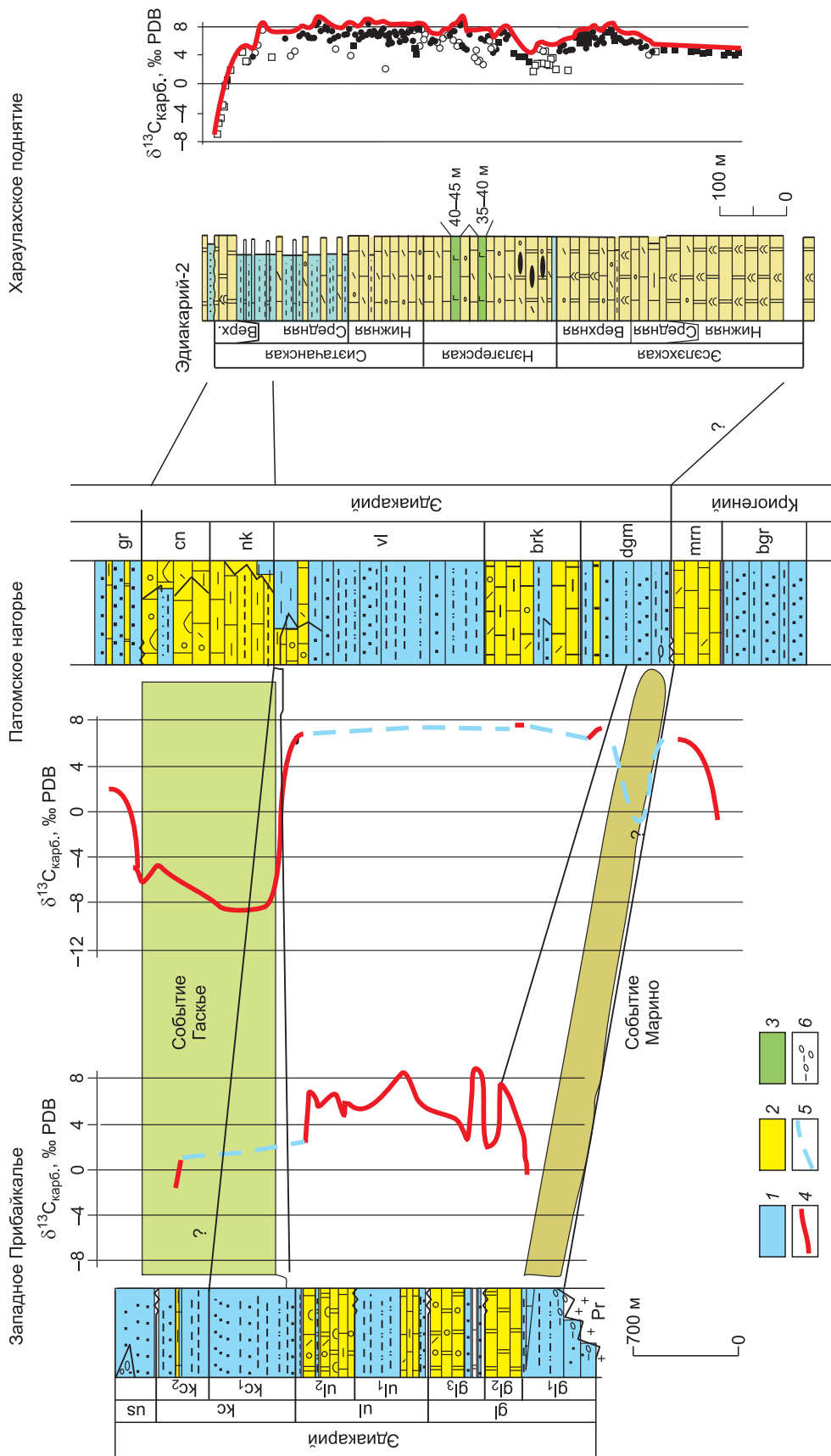


Рис. 8. Вероятная корреляция разрезов верхнего докембрия Хараулахского поднятия, Патомского нагорья и Западного Прибайкалья по $\delta^{13}C_{\text{карб.}}$

1 — силикокластические породы; 2 — карбонатные породы; 3 — долериты; 4, 5 — установленные, 5 — предполагаемые; 6 — грубообломочные породы с песчано-глинистым матриком. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2, 6.
 Свиты: gl — голоустенская, ul — улунтуйская, kc — качергатская, us — ушаковская, bgr — бутгариктинская, mtn — маринская, dgm — джемкуканская, brk — баракунская, vl — валухтинская, nk — никольская, sp — ченчинская, gr — жербинская.

которые по принятым критериям являются умеренно измененными. Следовательно, позднеэтанский негативный сдвиг контролировался, скорее всего, и глобальными вариациями значений $\delta^{13}\text{C}$ в морской воде.

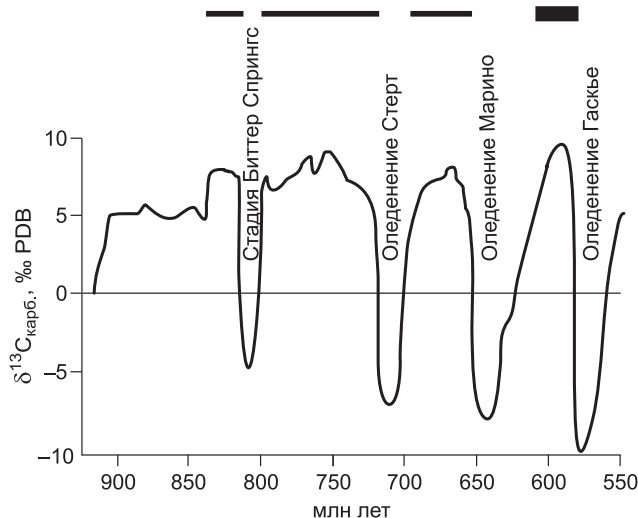
Высокие значения $\delta^{13}\text{C}$, характерные для изученных отложений Хараулахского поднятия, резко отличаются от таковых, полученных при изотопно-геохимических исследованиях карбонатных отложений рифея котуйканской и юсмастахской свит Анабарского поднятия. В образцах этих свит величины $\delta^{13}\text{C}$ изменяются от -2.7 до 1.2 ‰ [Покровский, Виноградов, 1991; Knoll et al., 1995]. Близкие к нулевым значения С-изотопного состава отмечаются и в дебенгдинской свите Оленекского поднятия [Knoll et al., 1995]. В мезопротерозойских (нижнесреднерифейских) отложениях Байкитской антеклизы западной окраины Сибирской платформы также фиксируются низкие величины $\delta^{13}\text{C}$ (преимущественно -1.5 ... $+2.0$ ‰) [Хабаров и др., 2002; Хабаров, Варакина, 2011].

В более молодых отложениях мезопротерозоя и нижней части неопротерозоя (1050—880 млн лет) верхней части сухопитской, тунгусикской и ослянской серий Енисейского кряжа Восточной Сибири отмечаются умеренные высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (3.0 — 4.5 ‰, максимальные до 5.6 ‰) [Хабаров и др., 1999; Хабаров, Варакина, 2011]. В близких к ним по возрасту рифейских комплексах Туруханского поднятия фиксируются величины $\delta^{13}\text{C}$, обычно не превышающие 4.0 ‰ [Knoll et al., 1995; Bartley et al., 2001].

На территории Восточной Сибири высокие значения $\delta^{13}\text{C}$, которые типичны для изученного разреза рифея Хараулахского поднятия, известны в отложениях докембрия Западного Прибайкалья и Патомского нагорья. В докембрийском разрезе (байкальский комплекс) Западного Прибайкалья в основании голоуспенской свиты отмечается переход от отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ к положительным. Выше, в карбонатных породах голоуспенской и улунтуйской свит, фиксируются высокие положительные величины $\delta^{13}\text{C}$ (4.5 — 7.5 ‰, максимум 8.9 ‰), сменяющиеся отрицательными в качергатской свите [Хабаров, Пономарчук, 2005]. В отложениях дальнетайгинской серии Патомского нагорья отмечается быстрый сдвиг от отрицательных значений $\delta^{13}\text{C}$ к высоким положительным в пределах джемкуканской свиты, в нижней части которой фиксируются тиллиты. Высокие значения С-изотопного состава (до 7.6 ‰), характерные для карбонатных пород баракунской и валюхтинской свит, в вышележащей жуинской серии сменяются аномальными негативными (до -10.0 ... -12.0 ‰) [Покровский, Герцев, 1993; Хабаров и др., 2001; Melezhik et al., 2005; Покровский и др., 2006]. Ранее [Хабаров, Пономарчук, 2005] предполагалось, что отложения Патомского нагорья и Западного Прибайкалья с высокими величинами $\delta^{13}\text{C}$ сформировались, скорее всего, в неопротерозойский межледниковый период с возрастными рамками от 720—700(685?) до 600 млн л.н. При такой интерпретации кривых $\delta^{13}\text{C}$ байкальского комплекса и дальнетайгинской серии, джемкуканские тиллиты Патомского нагорья должны были соответствовать одному из эпизодов оледенения Стерт, а варангерский (марино) негативный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ логично увязать с жуинской (позднекачергатской?) депрессией $\delta^{13}\text{C}$.

В связи с уточнением возраста варангерского (Марино) оледенения и усложнения общей картины распределения во времени поздненеопротерозойских ледниковых и межледниковых интервалов [Corsetti et al., 2006; Halverson et al., 2007, 2010] была пересмотрена стратиграфическая позиция дальнетайгинской серии. Она сформировалась, вероятно, 635—580 млн л.н., между оледенениями Марино и Гаскье [Покровский и др., 2006; Чумаков и др., 2011].

Таким образом, имеющиеся результаты исследования С-изотопного состава карбонатных пород Восточной Сибири показывают, что изученный разрез Хараулахского поднятия с высокими положи-



тельными значениями $\delta^{13}\text{C}$ может соответствовать разрезам байкальского комплекса Прибайкалья и дальнетайгинской серии Патомского нагорья с возрастом от 635 до 580 млн л.н. При этом позднеэтанский негативный сдвиг коррелируется с нижней частью жуинской негативной депрессии $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 8).

Вместе с тем, согласно имеющимся данным по эволюции С-изотопного состава в позднедо-

Рис. 9. Эволюция изотопного состава карбонатного углерода в неопротерозое, по [Halverson et al., 2007, 2010; Jones et al., 2010], и вероятная стратиграфическая позиция изученного разреза докембрия Хараулахского поднятия.

кембрийском океане, переход к высокоамплитудным позднепротерозойским вариациям значений $\delta^{13}\text{C}$ (от $-5\text{...}-10$ до $8\text{—}12\text{‰}$) происходил около 800 млн л.н. [Kaufman, 1997; Jacobsen, Kaufman, 1999; Hill, Walter, 2000; Halverson et al., 2007]. Так, в формации Биттер Спрингс (Австралия) с возрастом около 820 млн лет отмечаются значения $\delta^{13}\text{C}$, превышающие 7.0‰ . [Lindsay et al., 2005]. В близких по возрасту отложениях супергруппы Шалер и супергруппы Маккензи Маунтин (Канада) также фиксируются высокие значения (более 7‰) [Halverson et al., 2007, 2010; Jones et al., 2010]. Эти данные позволяют сделать вывод, что возраст изученных отложений Хараулахского поднятия не древнее 820 млн лет, однако более детальная их возрастная привязка не столь однозначна (рис. 9). Тем не менее мы полагаем, что они сформировались, скорее всего, в раннем венде (раннем эдиакарии) между оледенениями Марино и Гаскье.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье представлены результаты изучения С- и О-изотопного состава средненижнерифейских (согласно имеющимся схемам расчленения) преимущественно шельфовых отложений Хараулахского поднятия, которые дают дополнительную информацию, необходимую для уточнения времени формирования изученных образований рифея. Эта информация представляет интерес и для оценки возраста потенциально нефтегазоносных образований докембрия северо-востока Сибирской платформы. Достоверность полученных значений $\delta^{13}\text{C}$ базируется на петрографических, геохимических и изотопных данных, показывающих, что основная часть образцов, несмотря на перекристаллизацию, не испытала существенных постседиментационных нарушений С-изотопных систем и может быть использована для целей хемотратиграфии. В целом в разрезе Хараулахского поднятия доминируют высокие (от 5.5 до 8.6‰) величины $\delta^{13}\text{C}$. По С-изотопным данным изученные отложения не коррелируются с мезопротерозойскими комплексами Анабарского и Оленекского поднятий, занимая более высокую стратиграфическую позицию. Эсэлхская, нэлэгерская и сизэчанская свиты сопоставимы с байкальской серией Западного Прибайкалья и дальнетайгинской серией Патомского нагорья. В этом случае позднесизэчанский негативный сдвиг можно рассматривать в качестве вероятного аналога жуинского негативного сдвига Патомского нагорья. Возраст отложений, согласно имеющимся интегральным эволюционным кривым $\delta^{13}\text{C}$ для докембрия, не превышает 820 млн лет. Наиболее вероятно, что они сформировались в раннем венде (раннем эдиакарии) между оледенениями Марино и Гаскье в интервале от 635 до 580 млн л.н.

ЛИТЕРАТУРА

Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1083—1107.

Веселовский Р.В., Петров П.Ю., Карпенко С.Ф. Костицын Ю.А., Павлов В.Э. Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия // ДАН, 2006, т. 410, № 6, с. 1—6.

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.

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.

Добрецов Н.Л., Конторович А.Э. Проблемы геологии и нефтегазоносности Арктики (вместо предисловия) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 967—971.

Комар В.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. М., Наука, 1966, 122 с.

Конторович А.Э. Геология нефти и газа. Избранные труды. Т. 1. Геология нефти и газа Сибири. Новосибирск, СНИИГиМС, 2008, 540 с.

Конторович В.А., Конторович А.Э., Губин И.А., Зотеев А.М., Лапковский В.В., Малышев Н.А., Соловьев М.В., Фрадкин Г.С. Структурно-тектоническая характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1253—1274.

- Коробов М.Н.** Нижний кембрий Хараулаха // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4, с. 35—51.
- Крылов И.Н., Шаповалова И.Г., Колосов П.Н., Федонкин М.А.** Рифейские отложения низовьев р. Лена // Сов. геология, 1971, № 7, с. 85—95.
- 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, Академ. изд-во «Гео», 2005, 428 с.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Виноградов Д.П., Козлов В.И., Кислова И.В.** Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1998, т. 6, № 4, с. 3—19.
- 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., Герцев Д.О.** Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полезные ископаемые, 1993, № 1, с. 64—80.
- 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.
- Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы** / Ред. К.Б. Мокшанцев. Новосибирск, Наука, 1979, 213 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.** Сибирский гипостратотип рифея. М., Наука, 1983, 221 с.
- Сочава А.В., Подковыров В.Н., Виноградов Д.П.** Вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах венда—нижнего кембрия Уринского антиклинория (юг Сибирской платформы) // Литология и полезные ископаемые, 1996, № 3, с. 279—289.
- Станевич А.М., Максимова Е.Н., Корнилова Т.А., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В.** Микрофоссилии арымасской и дебенгдинской свит рифея Оленекского поднятия: возраст и предполагаемая природа // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 1, с. 23—40.
- 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., Вараксина И.В.** Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 1173—1198.
- 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.** Эволюция $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ в рифейских бассейнах юга Восточной Сибири // XVI симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. М., ГЕОХИ РАН, 2001, с. 263—264.
- 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 кратона (Байкитская антеклиз) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (3), с. 211—239.
- Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В.** Вендский возраст верхней части патомского комплекса Средней Сибири: U-Pb LA-ICPMS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011, т. 19, № 2, с. 115—119.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.** Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1982, 225 с.
- 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 // Precam. Res., 2001, v. 111, p. 165—202.
- Brand U., Veizer J.** Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system - II. Stable isotopes // J. Sediment. Petrol., 1981, v. 51, № 3, p. 987—997.
- Corsetti F.A., Olcott A.N., Bakermans C.** The biotic response to Neoproterozoic snowball Earth // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2006, v. 232, № 2—4, p. 114—130.

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.

Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. Integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia // *J. Geol.*, 2000, v. 108, № 3, p. 381—401.

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. Amer.*, 2005, v. 117, № 9/10, p. 1181—1207.

Halverson G.P., Dudas F.O., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2007, v. 256, № 3—4, p. 103—129.

Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic hemostratigraphy // *Precam. Res.*, 2010, v. 182, p. 337—350.

Hill A.C., Walter M.R. Mid-Neoproterozoic (830—750 Ma) isotope stratigraphy of Australia and global correlation // *Precam. Res.*, 2000, v. 100, p. 181—211.

Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // *Chem. Geol.*, 1999, v. 161, № 1—3, p. 37—57.

Jones D.S., Maloof A.C., Hurtgen M.T., Rainbird R.H., Schrag D.P. Regional and global chemostratigraphic correlation of the early Neoproterozoic Shaler Supergroup, Victoria Island, Northwestern Canada // *Precam. Res.*, 2010, v. 181, p. 43—63.

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 // *Precam. Res.*, 1995, v. 73, p. 27—49.

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.

Land L.S. The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art // *Concepts and models of dolomitization* / Eds. D.H. Zenger, R.A. Ethington. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 28, 1980, p. 87—110.

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 // *Precam. Res.*, 2002, v. 114, p. 1—34.

Lindsay J.F., Kruse P.D., Green O.R., Hawkins E., Brasier M.D., Cartlidge J., Corfield R.M. The Neoproterozoic—Cambrian record in Australia: a stable isotope study // *Precam. Res.*, 2005, v. 143, p. 113—133.

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 // *Precam. Res.*, 2001, v. 106, p. 149—186.

Melezhik V.A., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for «blind dating» // *Terra Nova*, 2001, v. 13, № 1, p. 1—11.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Pokrovsky B.G. Enigmatic nature of thick sedimentary carbonates depleted in C beyond the canonical mantle value: the challenges to our understanding of the terrestrial carbon cycle // *Precam. Res.*, 2005, v. 137, p. 131—165.

Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A. Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precam. Res.*, 2008, v. 160, p. 66—76.

Sears J.W., Price R.A., Khudoley A.K. Linking the Mesoproterozoic Belt-Purcell and Udzha basins across the west Laurentia—Siberia connection // *Precam. Res.*, 2004, v. 129, p. 291—308.

Sharma M., Sergeev V.N. Genesis of carbonate precipitate patterns and associated microfossils in Mesoproterozoic formations of India and Russia — a comparative study // *Precam. Res.*, 2004, v. 134, p. 317—347.

Surkov V.S., Grishin M.P., Larichev A.I., Lotyshev V.I., Melnikov N.V., Kontorovich A.E., Trofimuk A.A., Zolotov A.N. The Riphean sedimentary basins of the eastern Siberia province and their petroleum potential // *Precam. Res.*, 1991, v. 54, p. 37—44.

Veizer J. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates // *Carbonates: mineralogy and geochemistry* / Ed. R.J. Reeder. *Rev. Miner.* 1983, v. 11, p. 265—300.

Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N., Hinton R.W., Grotzinger J.P. Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic (1.8 ± 0.25 Ga) seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, № 12, p. 2487—2501.

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 // *Precam. Res.*, 2000, v. 100, № 1—3, p. 371—433.

Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // *Precam. Res.*, 2009, v. 170, p. 256—266.

*Поступила в редакцию
14 ноября 2013 г.*