

ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА В ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАЙКАЛЬСКОЙ СЕРИИ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ: СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Е.М. Хабаров, В.А. Пономарчук

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Котюга, 3, Россия*

Выяснен изотопный состав карбонатного и органического углерода в отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья, разрез которой рассматривается в качестве стратотипического для байкалия — верхнего подразделения (моложе 850 млн лет) верхнего рифея. Результаты петрографических, геохимических и изотопных исследований показывают, что относительно „чистые“ известняки и доломиты, несмотря на сильную перекристаллизацию, в основном могли сохранить близкий к первичному С-изотопный сигнал. В смешанных карбонатно-силикокластических породах он явно нарушен. Для изученных отложений характерны высокие $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (от $-8,2$ до $-22,6$ ‰) и низкие величины $\Delta\delta^{13}\text{C}$ ($16,0$ — $26,7$ ‰), которые связаны преимущественно с постседиментационными трансформациями $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в результате изотопного обмена с карбонатным углеродом в породах. В основании карбонатного разреза среднеголоустенской подсвиты фиксируется восходящий тренд от негативных ($-1,8$ ‰) до высоких положительных ($6,9$ ‰) значений, который быстро сменяется нисходящим, и в верхней части подсвиты величины $\delta^{13}\text{C}$ приближаются к нулевым. В основании верхнеголоустенской подсвиты они быстро возрастают (до $9,1$ ‰), а затем снижаются в карбонатно-силикокластических породах до $1,1$ ‰. Верхняя часть верхнеголоустенской подсвиты характеризуется умеренными и высокими $\delta^{13}\text{C}$ (около $4,0$ ‰). В нижней существенно карбонатной части нижнеулунтуйской подсвиты отмечается восходящий тренд $\delta^{13}\text{C}$ (до $8,9$ ‰). Для верхнеулунтуйской подсвиты характерны высокие (5 — 7 ‰) величины $\delta^{13}\text{C}$ карбонатных пород, исключая незначительный сдвиг (до $2,6$ ‰) в карбонатных прослоях пачки силикокластитов. На границе с качергатской свитой намечается нисходящий тренд $\delta^{13}\text{C}$, который, по-видимому, в ее верхней части достигает близких к нулевым значений. В целом в разрезе доминируют высокие (от 4 — 5 до 8 — 9 ‰) величины $\delta^{13}\text{C}$. По С-изотопным данным, изученный разрез байкальской серии сформировался в межледниковый период неопротерозоя и ограничен возрастными рамками от 720 — 700 до 600 млн лет назад, что в целом согласуется с результатами изотопно-геохронологических, седиментологических, историко-геологических и биостратиграфических исследований.

Изотопы карбонатного и органического углерода, неопротерозой, стратиграфия, обстановки седиментации, Западное Прибайкалье.

CARBON ISOTOPES IN THE UPPER RIPHEAN DEPOSITS OF THE BAIKAL GROUP IN WESTERN CISBAIKALIA: STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

E.M. Khabarov and V.A. Ponomarchuk

Study was given to the isotopic compositions of carbonate and organic carbons in the deposits of the Baikal Group in western Cisbaikalia. The section of this rock group is considered as a stratotype for the Baikalian, the upper subunit (younger than 850 Ma) of the Upper Riphean series. Results of petrographic, geochemical, and isotope studies show that relatively pure limestones and dolomites, in contrast to mixed carbonate-silicoclastic rocks, might have preserved a near-primary carbon isotope composition despite their strong recrystallization. The studied deposits have high $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (-8.2 ... -22.6 ‰) and low $\Delta\delta^{13}\text{C}$ (16.0 — 26.7 ‰) values, which is due mainly to the postsedimentation transformations of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ as a result of isotope exchange with carbonate carbon in the rocks. In the bottom of the carbonate section of the Middle Goloustnaya Subformation, there is an ascending $\delta^{13}\text{C}$ trend from negative (-1.8 ‰) to high positive (6.9 ‰) values, which is quickly changed by a descending trend, with $\delta^{13}\text{C}$ values vanishing in the top of the subformation. In the bottom of the Upper Goloustnaya Subformation, the $\delta^{13}\text{C}$ values quickly increase to 9.1 ‰ and then decrease to 1.1 ‰ in the carbonate-silicoclastic rocks. The top of the Upper Goloustnaya Subformation is characterized by medium and high $\delta^{13}\text{C}$ values (ca. 4.0 ‰). In the lower essentially carbonate beds of the Lower Uluntui Subformation, there is an ascending $\delta^{13}\text{C}$ trend (up to 8.9 ‰). The carbonate rocks of the Upper Uluntui Subformation have high $\delta^{13}\text{C}$ values (5 — 7 ‰), except for the carbonate partings in a silicoclastite member (≤ 2.6 ‰). At the boundary with the Kachergat Formation, there is a descending $\delta^{13}\text{C}$ trend, which seems to vanish in its top. In general, the rocks of the studied Baikalian section are dominated by high (4 — 5 to 8 — 9 ‰) $\delta^{13}\text{C}$ values. According to carbon isotope data, they formed in the Neoproterozoic interglacial between 720 — 700 and 600 Ma, which agrees with the available data of isotope-geochronological, sedimentological, historico-geological, and biostratigraphic studies.

Isotopes of carbonate and organic carbons, Neoproterozoic, stratigraphy, sedimentation settings, western Cisbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

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 хемотратиграфические 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, переход от значений $\delta^{13}\text{C}$, близких к нулевым, к вариациям от -2 до $2-3$ ‰ происходит в отложениях, имеющих возраст около 1300 млн лет. Для верхнерифейских карбонатных пород с возрастом 1000—800 (или 750) млн лет характерны гораздо более значительные колебания $\delta^{13}\text{C}$ (от $-2\dots-3$ до $4-6$ ‰), а в более молодых рифейских отложениях амплитуда этих вариаций еще более возрастает (от $-5\dots-10$ до $8-12$ ‰) [1—15 и др.]. В венде (моложе 600 млн лет) эти вариации вновь несколько уменьшаются [5, 7, 16—18 и др.]. Выяснилось также, что колебания значений $\delta^{13}\text{C}$ 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.

Рифейский разрез байкальской серии Западного Прибайкалья в составе голоустенской, улунтуйской и качергатской свит рассматривается в качестве стратотипического для общесибирского подразделения верхнего докембрия—байкалия [19]. Вместе с тем стратиграфическая позиция байкальского комплекса до настоящего времени остается дискуссионной. Одни исследователи относят эти отложения к среднему—верхнему рифею [20] или к верхнему рифею [21] в полном объеме, другие — к верхней части верхнего рифея—байкалию [19, 22]. В последнее время появилось предположение, что байкальская серия сформировалась преимущественно в венде [23, 24]. Привлечение углеродной хемотратиграфии, на наш взгляд, даст дополнительную информацию, анализ которой будет способствовать решению вопроса о возрасте этих отложений.

Ниже излагаются результаты седиментологических, петрографических, геохимических и изотопных исследований карбонатных отложений Западного Прибайкалья, которые послужили основой для выявления эволюционного тренда изотопного состава углерода и оценки возможности его использования при стратиграфической корреляции разрезов рифея.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И СТРАТИГРАФИЯ

Рифейские отложения байкальского комплекса Западного Прибайкалья протягиваются узкой полосой (10—30 км) вдоль оз. Байкал и сменяются западнее ушаковской свитой венда (рис. 1). Залегание рифея осложнено антиклиналями разного масштаба, многие из которых изоклиналильные, с опрокинутыми северо- и юго-западными крыльями. Не исключено существенное надвижение некоторых пластин на Сибирскую платформу. Кроме того, наблюдаются разноамплитудные разломы (сбросы, сдвиги). Рифейские отложения дислоцированы в одинаковой степени с вендскими и кембрийскими комплексами. Поэтому Прибайкальский прогиб в современном плане — сложная складчато-надвиговая структура, сформированная в основном в период каледонской коллизии и усложненная во время более поздних событий [25].

Байкальская серия (до 3000 м) рифея несогласно залегает на нижнепротерозойских разнородных по составу и структуре образованиях и представлена комплексом латерально изменчивых силикокластических и карбонатных отложений, расчлененных на три свиты (снизу вверх): голоустенскую (до 800 м), улунтуйскую (до 850—900 м) и качергатскую (1000—1200 м). Последняя резко, но без явных признаков существенного размыва, сменяется ушаковской серией венда. Западнее (Иркутское Присяянье) и северо-западнее (Иркутский амфитеатр, Непско-Ботуобинская антеклиза) изученной территории наблюдается предушаковский размыв и налегание аналогов ушаковской свиты не только на более древние рифейские комплексы, но и местами на архей-нижнепротерозойский фундамент [22].

Строение нижней части байкальской серии остается до настоящего времени предметом дискуссий, что обусловлено, в первую очередь, сложным геологическим строением региона с доминированием тектонических границ между стратиграфическими подразделениями и отсутствием полных представительных разрезов. Так, остаются не совсем ясными соотношения между голоустенской и залегающей ниже нуганской вулканогенно-осадочной свитами [22, 26].

В голоустенской свите выделяются три подсвиты. В основании нижней подсвиты на нижнепротерозойских гранитогнейсах (левый берег р. Бугульдейка, против устья р. Куртун; см. рис. 1, обн. 1) залегает пачка крупноглыбовых диамиктитов (15—20 м), которая сменяется пачкой серицит-хлоритовых сланцев видимой мощностью более 20 м, но по структурным соотношениям с вышележащими карбонатными образованиями среднегоустенской подсвиты мощность серицит-хлоритовых сланцев должна превышать 150 м. В верхней части подсвиты наблюдаются выклинивающиеся горизонты известняков и доломитов.

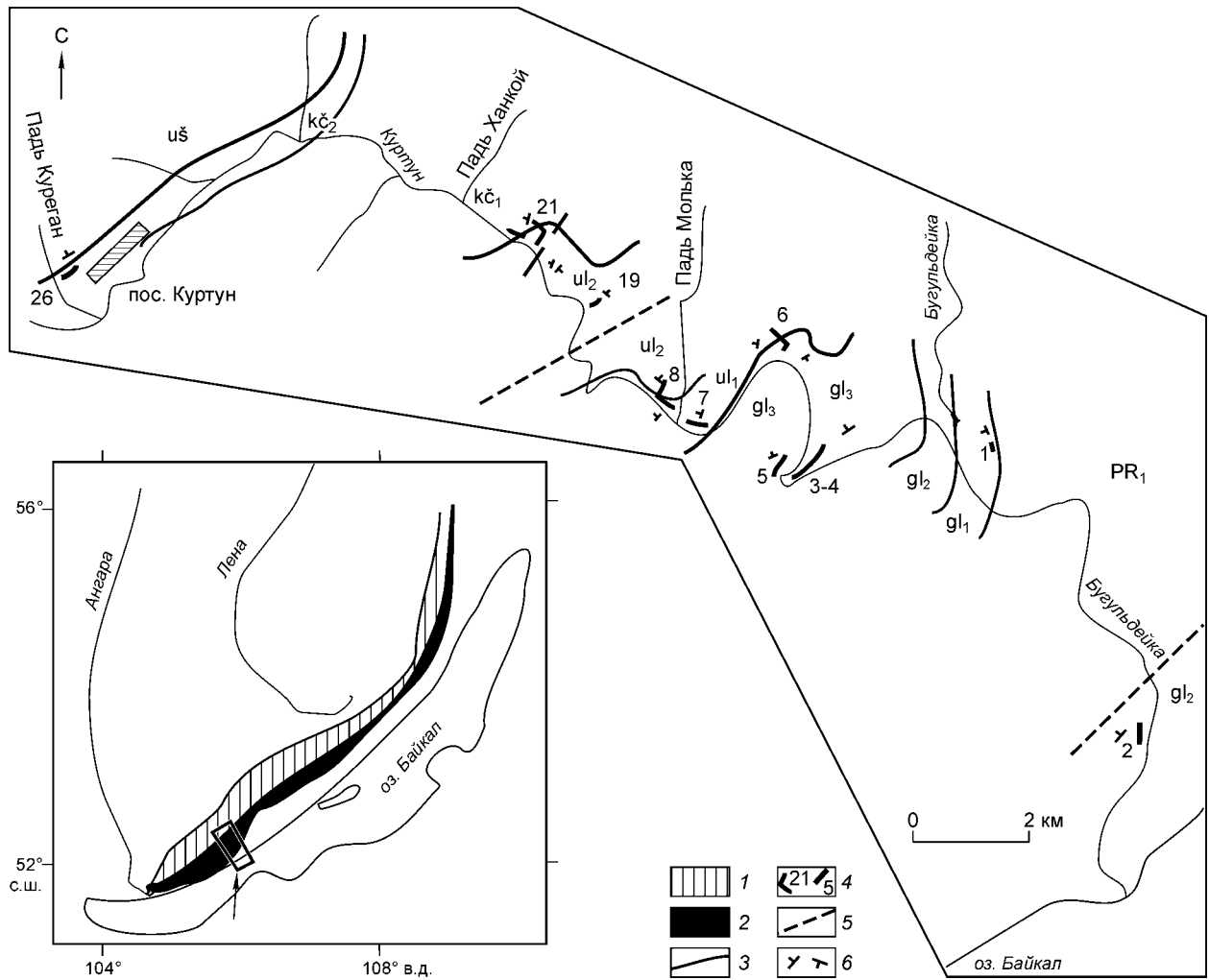


Рис. 1. Распространение вендских и рифейских отложений и географическая привязка изученных разрезов в Западном Прибайкалье.

Свиты: gl — голоустенская, ul — улунтуйская, kc — качергатская, us — ушаковская. Отложения: 1 — вендские, 2 — рифейские; 3 — границы между стратиграфическими подразделениями, 4 — обнажения и их номер; 5 — разломы; 6 — элементы залегания.

Среднеголоустенская подсвита (до 180—200 м) сложена в основном серыми, иногда с кремовым оттенком доломитами, часто кремнистыми и известковистыми (см. рис. 1, обн. 2; рис. 2). Отмечаются прослои алевропесчанистых доломитов. В основании подсвиты фиксируются пакеты серицит-хлоритовых сланцев и известняков. Основная часть разреза представлена тонкосреднеслоистыми, реже волнисто-слоистыми перекристаллизованными доломикрит-силтитами, часто с прослойками кремней и обломочного кварца. Фиксируются циклы (2—3 м) обмеления, в основании которых преобладают пакеты тонкоплитчатых доломитов, которые вверх по разрезу переходят в более толстоплитчатые и песчанистые доломиты, иногда с линзовидным наслоением и крайне редкими мелкими (до 0,2 м) постройками строматолитов.

Верхнеголоустенская подсвита (до 280—300 м) представлена серыми оолит-интракластическими, иногда строматолитовыми доломитами и серыми, бурыми и темно-зеленовато-серыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками (см. рис. 1, обн. 3—6; рис. 2, обн. 3—6). Нижняя граница подсвиты проводится в основании пачки преимущественно кварцевых темно-серых песчаников, которые сменяются алевропесчаниками, перекристаллизованными доломикритами и оолит-пизолитовыми известняками. Над ними залегают кварцевые песчаники, часто с интракластами и оолит-пизолитами доломитового состава (см. рис. 2, обн. 4). Выше по разрезу в составе подсвиты преобладают оолит-пизолит-интракластические перекристаллизованные доломиты с пакетами зеленовато-серых полевошпат-кварцевых песчаников с примесью вулканокластиков. В карбонатных комплексах наблюдаются циклы обмеления метрового масштаба (1,2—5,0 м). В их основании залегают перекристаллизованные доломикрит-силтиты, которые

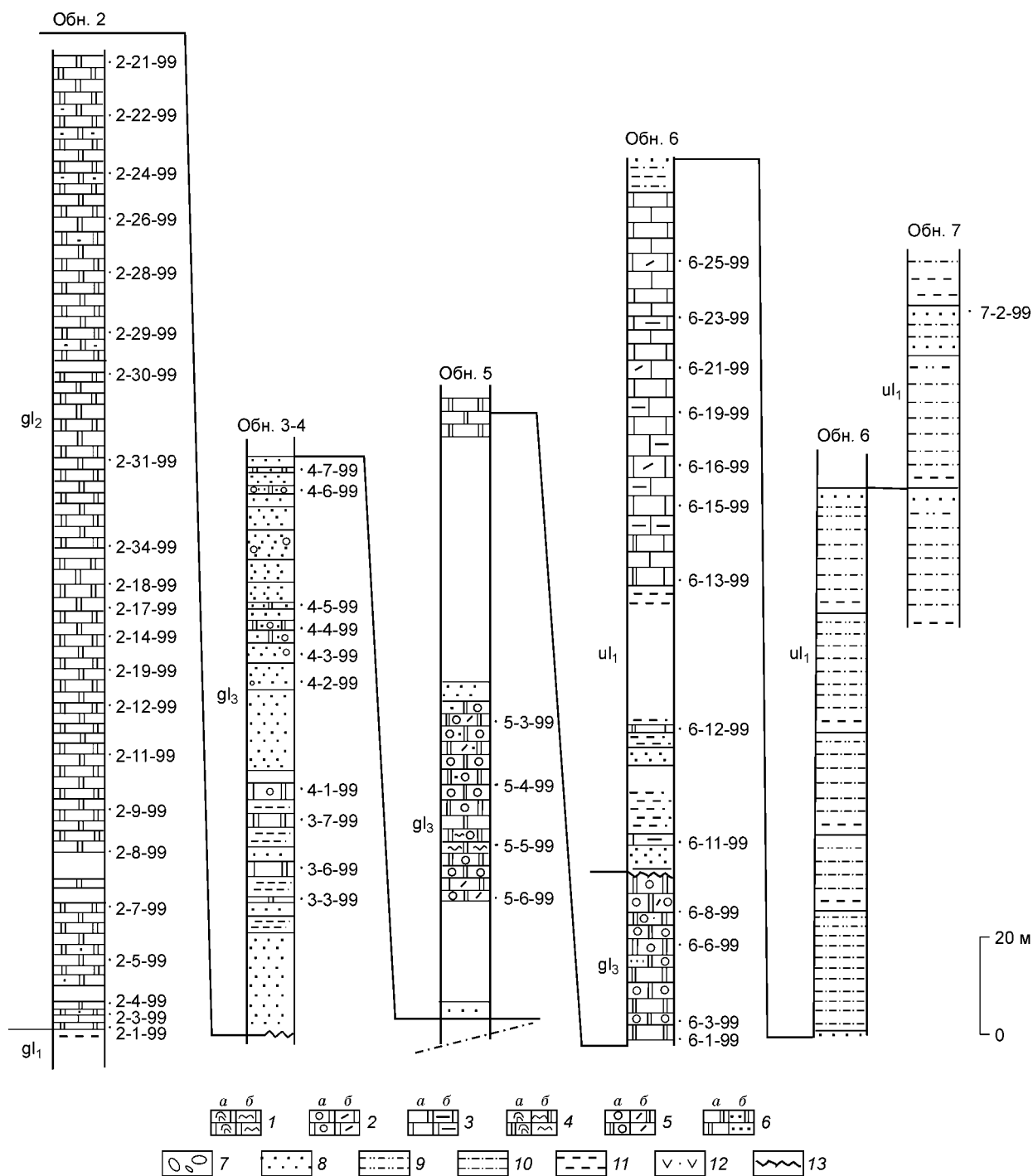


Рис. 2. Литология и корреляция разрезов голоуспенской свиты Западного Прибайкалья (реки Куртун и Бугульдейка) и стратиграфическая привязка образцов. Цифра над колонкой — номер обнажения (см. рис. 1).

1—3 — известняки: 1 — строматолитовые из столбчатых (*a*) и пластовых (водорослевых ламинитов) (*b*) строматолитов, 2 — оолит-комковато-пизолитовые (*a*), комковато-интракластические (*b*), 3 — силтит-микритовые частично перекристаллизованные (*a*), глинистые (*b*); 4—6 — доломиты: 4 — строматолитовые из столбчатых (*a*) и пластовых (водорослевых ламинитов) (*b*) строматолитов, 5 — оолит-комковато-пизолитовые (*a*), комковато-интракластические (*b*), 6 — перекристаллизованные микрит-силтитовые (*a*) и песчаные и песчанистые (*b*); 7 — крупногалечные конгломераты; 8 — песчаники; 9 — алевролиты; 10 — глинисто-алевролитистые сланцы; 11 — аргиллиты и глинистые сланцы; 12 — преимущественно вулканокластические породы; 13 — относительно крупные перерывы.

переходят в оолитоизолитоинтракластические пакстоуны-грейнстоуны с нечеткой градационной слоистостью и знаками волновой ряби на верхних поверхностях наслоения (штормовые темпеститы), а последние — в крупнозернистые грейнстоуны с линзами плоскогалечных конгломератов и редкими постройками строматолитов. В кровле подвиты преобладают хорошо сортированные, перекристаллизованные и часто окремненные грейнстоуны (см. рис. 2, обн. 6).

В составе улунтуйской свиты выделяются две подвиты: нижняя преимущественно силикокластическая, а верхняя в основном карбонатная (см. рис. 1—3, обн. 6—8, 19, 21). В основании нижней подвиты (около 400 м) с локальными размывами залегает пласт темно-серых среднезернистых песчаников (мощность до 8 м), выше которого прослеживается пачка глинистых зеленоватых и пестроцветных высокоглиноземистых сланцев с прослоями известняков. Глинистые сланцы сменяются темно-серыми известняками, иногда глинистыми (до 60 м). В структуре известнякового комплекса отмечаются циклы обмеления (8—10 м), в основании которых преобладают темно-серые глинистые тонкоплитчатые силтит-микриты (обычно перекристаллизованные) иногда с реликтами градационной слоистости (штормовые турбидиты и гемипелагиты). Верхние части циклов сложены среднеплитчатыми перекристаллизованными микрит-силтитами с прослоями перекристаллизованных интракластических (?) известняков. Выше по разрезу залегают алевролитисто-глинистые зеленовато-серые сланцы с прослоями алевролитов и алевропесчаников (до 280—300 м).

Верхнеулунтуйская подвита (около 300 м) представлена в основном серыми и темно-серыми в разной степени перекристаллизованными строматолитовыми и оолитоинтракластическими доломитами и известняками (иногда темно-серыми глинистыми углеродсодержащими) с пакетами силикокластиков. Роль последних возрастает в верхней части подвиты (см. рис. 1, 3, обн. 8, 19, 21).

Качергатская свита сложена преимущественно глинистыми и алевролитисто-глинистыми (кварц-хлорит-серицитовыми) сланцами с прослоями и пакетами алевролитов и песчаников (см. рис. 1, 3, обн. 21, 26). Граница с нижележащими отложениями на реках Куртун, Бугульдейка постепенная, но в более южных разрезах она более резкая, иногда с локальными размывами. В составе свиты можно выделить две подвиты. Нижнекачергатская подвита представлена в нижней части преимущественно зеленовато-серыми кварц-хлорит-серицитовыми глинами с маломощными прослоями слюдисто-кварцевых и кварцевых алевропесчаников, а в верхней — в основном полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов. В нижней части верхней подвиты преобладают кварц-хлорит-серицитовые алевролитисто-глинистые зеленовато- и темно-серые сланцы. Вверх по разрезу возрастает роль алевропесчаников и полимиктовых песчаников. Среди глинисто-алевролитистых сланцев из верхней части разреза подвиты отмечаются линзовидные прослои глинистых известняков и известково-глинистых сланцев. Отложения подвиты резко сменяются зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками аллювиального генезиса ушаковской свиты.

Стратиграфическая позиция рифейских отложений байкальского комплекса Западного Прибайкалья, как уже отмечалось, до настоящего времени остается дискуссионной [19—23 и библиография в этих работах]. Согласно имеющимся представлениям возраст байкальского комплекса оценивается от среднего рифея до венда. Столь неоднозначная трактовка его возраста связана, прежде всего, с отсутствием прямых изотопных датировок этих отложений. Вместе с тем имеются определения возраста Ar/Ar (758 ± 4 млн лет) и Sm/Nd (743 ± 47 млн лет) методами габбро-долеритов, прорывающих нижнепротерозойские породы Шарыжалгайского выступа, расположенного юго-западнее изученной территории [27]. Поскольку нижнепротерозойский комплекс перекрывается отложениями байкальской серии, максимальный возраст последних не превышает, возможно, 750 млн лет. Однако доказательств того, что датированные дайки не проходят в осадочные комплексы байкалия, нет. Шарыжалгайский дайковый комплекс можно рассматривать в качестве индикатора одного из эпизодов проявления деструкции южной окраины Сибирского кратона, связанной с заложением зон субдукции и аккрецией островодужных систем [25, 28 и библиография в этих работах]. С этим же событием связано, возможно, формирование вулканогенных и вулканокластических пород, которые встречаются в нижележащей нуганской свите и имеют сходные геохимические характеристики с породами дайкового комплекса [27]. Поэтому, по косвенным данным, возраст байкальской серии не должен превышать 750 млн лет.

В байкальской серии установлен довольно разнообразный комплекс микрофоссилий [19, 21], однако решить вопрос о возрасте отложений байкальской серии по микрофоссилиям не представляется возможным. Так, согласно [21], байкальская серия формировалась на протяжении всего позднего рифея, а В.В. Хоментовский и др. [19] полагают, что байкальская серия соответствует только верхней части верхнего рифея — байкалию. В отложениях байкальской серии встречаются формы микрофоссилий, которые фиксируются как в более древних рифейских горизонтах, так и в венде, хотя В.В. Хоментовский [19] с соавторами утверждают о специфичности некоторых таксонов, позволяющих им отделять байкалий от нижележащих верхнерифейских отложений и от венда. В этой же работе дан детальный анализ микрофоссилий. Данные по строматолитам также противоречивы, что позволяет разным исследователям оценивать возраст байкальского комплекса от среднего рифея до заключительной части позднего рифея [19, 20, 22].

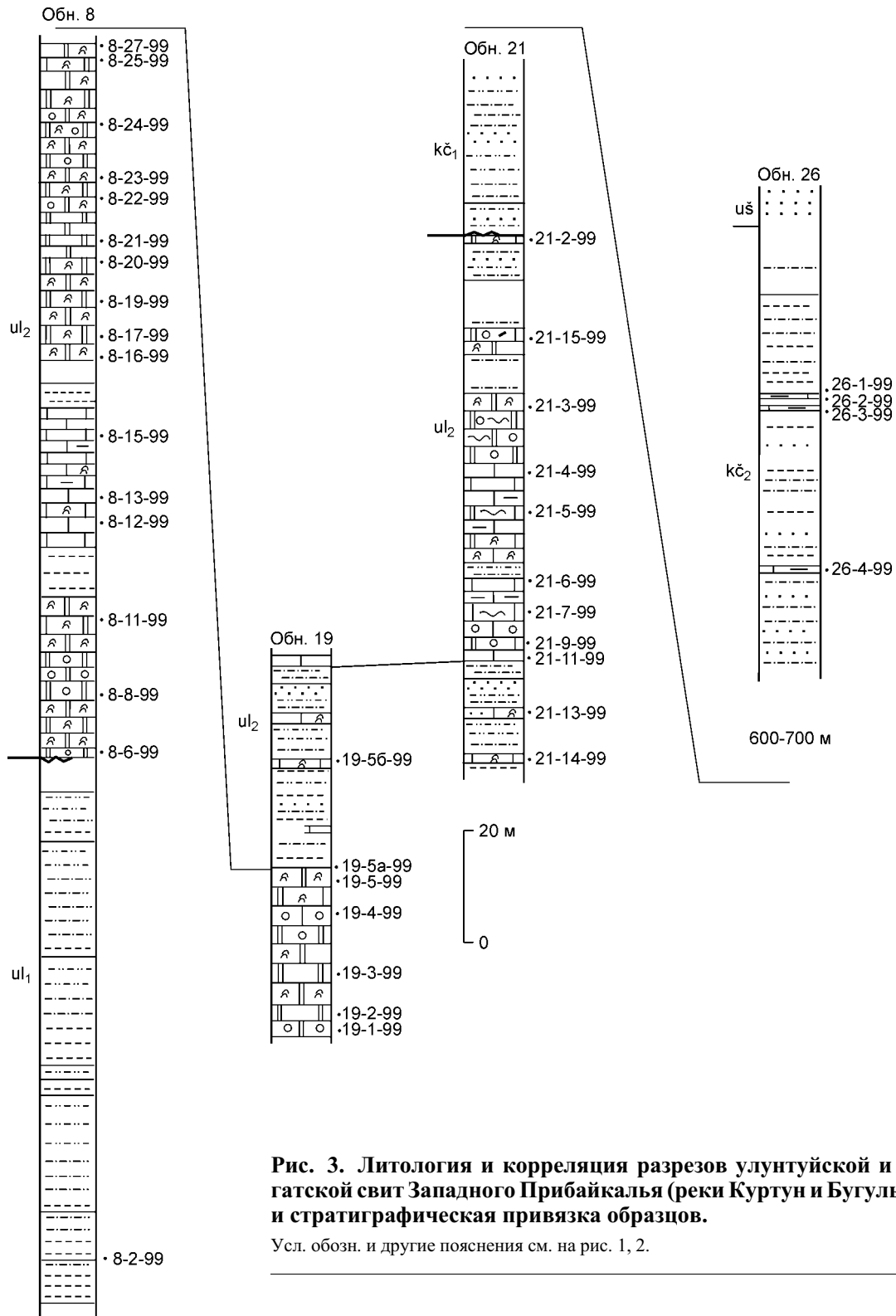


Рис. 3. Литология и корреляция разрезов улунгуйской и качергатской свит Западного Прибайкалья (реки Куртун и Бугульдейка) и стратиграфическая привязка образцов.

Усл. обозн. и другие пояснения см. на рис. 1, 2.

При оценке возраста байкальской серии следует обратить внимание на находки вендской, в том числе и эдиакарской биоты, которые отмечаются в куртунской свите (перекрывает ушаковскую свиту) [22, 29], а также на открытие мелкораковинных окаменелостей в верхней части тинновской свиты Патомского нагорья, которая соответствует немакит-далдынскому горизонту венда и коррелируется с куртунской свитой Западного Прибайкалья [30].

Большинство исследователей рифея внешних зон Байкало-Патомской складчатой системы, как известно, коррелируют нижнюю подсвиту голоустенской свиты, а иногда и нуганскую свиту (вероятный

латеральный аналог нижнеголоуспенской подсвиты) с джемкуканской свитой Патомского нагорья [19, 20, 22, 25, 31 и др.]. В составе последней Н.М. Чумаковым [32] описаны тиллиты, которые имеют сходство с грубыми конгломератами основания голоуспенской свиты [22]. Нами не найдено убедительных доказательств ледникового происхождения нижнеголоуспенских диамиктитов, возможно, из-за плохой обнаженности последних. Тем не менее мы не исключаем вероятность влияния гляциальных процессов на их генезис. Джемкуканские тиллиты ранее относились к среднерифейской дальнетайгинской серии, но в настоящее время большинство исследователей дальнетайгинскую серию включают в верхний рифей или относят к байкалию. Наиболее вероятно, что джемкуканские тиллиты соответствуют стертской эпохе оледенения, однако Ю.К. Советов [23] (2004, устное сообщение), используя оригинальные материалы по оселковой серии Присяня, где выше тиллитов были описаны отпечатки бесскелетных *Metazoa*, относит джемкуканские тиллиты к варангерской эпохе оледенения и соответственно байкальскую серию в полном объеме включает в венд.

Данные по изотопному составу карбонатного углерода и стронция в породах байкальской серии, опубликованные в тезисной форме [24, 33], показали следующее. Согласно нашим данным [33], высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (до 8—9 ‰) и отсутствие негативных сдвигов свидетельствуют о соответствии этих значений неопротерозойскому позитивному интервалу $\delta^{13}\text{C}$ [1—9 и др.]. Исследования А.Б. Кузнецова с соавторами [24] показали, что в улунтуйской свите отмечаются очень высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70842—0,70872), которые характерны для верхнего венда и нижнего кембрия. Эти величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [24] оказались даже выше таковых (0,7081) из жуинской серии Патомского нагорья [34], которая коррелируется с верхней подсвитой качергатской свиты байкальской серии. Мы полагаем, что высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в улунтуйской свите могли быть связаны с постседиментационными изменениями первичных изотопных отношений, несмотря на хорошие геохимические характеристики пород, или же обусловлены спецификой морской воды полуизолированного Западно-Прибайкальского форландового бассейна. Последнее не отрицают и авторы статьи [24].

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Седиментологическое изучение отложений байкальской серии проводилось нами в многочисленных разрезах, которые вскрыты по берегам рек Куртун, Бугульдейка, Сарма и их притокам, а также на побережье оз. Байкал ниже устья р. Бугульдейка. Частично результаты проведенных работ опубликованы ранее [31, 35]. В наиболее геологически сложных районах седиментологические работы сопровождалось геологическим картированием. Образцы для изотопных исследований в карбонатных интервалах разреза отбирались через 5—10, редко 15—20 м. В качестве наиболее представительного разреза байкальского комплекса выбран разрез, вскрытый на р. Куртун и в приустьевой части р. Бугульдейка (см. рис. 1). Корреляция разрезов обнажений и стратиграфическая привязка образцов показаны на рис. 2, 3. Изотопным исследованиям предшествовало макро- и микроскопическое изучение пород. Отобранные фрагменты образцов истирались до пудры и выдерживались в H_2O_2 в течение 20 мин для разложения органической составляющей. После сушки образцы разлагались 100-процентной ортофосфорной кислотой при 50 °С. Для измерений на масс-спектрометре „Finnigan-delta“ отбирались фракции газа, выделившегося в течение первых 2 ч и последних 16 ч. Такая процедура позволяет дифференцированно определять $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в трудно- и легкорастворимых карбонатных составляющих в одном образце. Воспроизводимость стандарта ОСО КН-2 (Германия) и МСА (Россия) не превышала 0,1 ‰ по углероду и 0,15 ‰ по кислороду. При определении изотопного состава органического углерода в качестве стандарта использовался NBS-22. Результаты анализов представлены относительно стандарта PDB. Содержания Ca, Mg, Fe, Mn в растворимой части карбонатных пород определялись атомно-абсорбционным методом на установке SP9 PI UNIKAM (погрешность не превышала 5 ‰). Содержания стронция определены методом изотопного разбавления.

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 $\delta^{13}\text{C}$, обычно в сторону более низких [1—18, 36, 37]. Поэтому оценка степени постседиментационных преобразований пород рассматривается как необходимый элемент в структуре стратиграфических изотопно-геохимических исследований [1—18, 36, 37 и др.]. Для изотопных исследований отбирались в основном породы с относительно хорошо сохранившимися первичными микроструктурами или их реликтами. Однако такие выборки крайне редки, поскольку карбонатные породы рифея Западного Прибайкалья практически все в разной степени перекристаллизованы и кливажированы. Среди перекристаллизованных карбонатных пород выделяются: известняки и доломиты со слабой микропятнистой перекристаллизацией и относительно хорошо сохранившимися зернами; доломиты (реже известняки) полностью перекристаллизованные, но с реликтами первичной структуры и спаритами поздней генерации заполнения микропор и микрокаверн; доломиты (реже известняки), представленные неоморфными, ориентированными по сланцеватости кристаллами.

В целом в разрезе преобладают доломиты. Доломитизация известняков происходила преимущественно в самом раннем диагенезе при активном обмене с морскими водами. Кальцит в известковистых доломитах, как правило, вторичный и заполняет пространство между кристаллами и зернами или концентрируется в микротрещинах.

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 [2, 16, 36—38 и др.]. Для карбонатных пород, которые подверглись воздействию постседиментационных процессов с незначительными изменениями изотопных отношений углерода, обычны величины $\delta^{18}\text{O}$ не менее -10‰ [2, 37]. В изученных образцах они изменяются от близких к нулевым до -15‰ , причем в доломитах они обычно выше на 2—3 ‰ , чем в известняках (см. таблицу), что объясняется изотопным фракционированием при доломитизации и лучшей сохранностью кислородной изотопной системы в доломитах [2, 11, 16, 39 и др.]. В целом более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ характерны для карбонатных пород, которые в большей степени были подвержены постседиментационным преобразованиям, а также для смешанных пород, содержащих более 50 % силикокластического материала.

Диагностика воздействия постосадочных процессов на С-изотопные отношения проводится также по наличию корреляции между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ на соответствующих диаграммах. В изученных отложениях корреляционных связей между значениями $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 4) не наблюдается и только для карбонатных пород нижнеулунтуйской подсвиты отмечается значимая положительная корреляция. Образцы карбонатных пород разделены на три группы: в первую отнесены породы с величинами $\delta^{18}\text{O}$ менее -10‰ , которые испытали, по-видимому, наиболее существенные постседиментационные изменения; вторая со значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -10 до -5‰ отнесена к слабо измененным, а третья ($\delta^{18}\text{O}$ более -5‰) — к 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 доломитов и известняков верхнеулунтуйской подсвиты характеризуются относительно хорошей сохранностью первичных структурных компонентов и одновременно значениями $\delta^{18}\text{O}$ более -8‰ , т. е. они относятся к неизменным или слабо измененным карбонатным породам с величинами $\delta^{13}\text{C}$, близкими к первичным. Вместе с тем корреляция между степенью перекристаллизации и значениями $\delta^{18}\text{O}$ наблюдается не всегда. Например, в некоторых сильно перекристаллизованных, с полной утратой реликтов первичной структуры, доломитах из среднеголоуспенской подсвиты наблюдаются умеренные негативные О-изотопные отношения.

При оценке степени измененности полученных значений $\delta^{13}\text{C}$ широко используются геохимические критерии: величины 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 изменениях карбонатных пород они обычно обогащаются Mn, Fe, Rb и обедняются Sr [16, 36—38 и др.]. При анализе геохимических характеристик исследованных образцов выяснилось, что эти характеристики в целом неоднородны и варьируют в широких пределах. Так, содержания Fe изменяются от 96 до 69 400 мкг/г, Mn — от 14 до 32 600 мкг/г, Sr — от 30 до 2300 мкг/г, причем исключительно высокие концентрации этих элементов отмечаются в карбонатной фазе алевропесчаников с кальцитовым цементом. Величины Mn/Sr, Fe/Sr изменяются от 0,01 до 30,8 и от 0,1 до 133,3 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 элементных отношений Mn/Sr и Fe/Sr проявляется в разной степени (см. рис. 4). Так, в доломитах среднеголоуспенской подсвиты эта зависимость практически не фиксируется, но значима в известняках нижнеулунтуйской подсвиты. На этих же диаграммах видно, что известняки в целом характеризуются более низкими значениями этих элементных отношений, чем доломиты. Эти различия обусловлены, прежде всего, существенно отличающимися содержаниями стронция в этих породах. В доломитах концентрация стронция редко превышает 100 мкг/г, несколько повышаясь в известковистых доломитах, а в известняках достигает более 2000 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 кристаллическую решетку кальцита, чем доломита [12—16, 36, 37]. С этим же связано во многих случаях обогащение доломитов Mn и Fe [40]. 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 измененности доломитов и известняков разные критические значения элементных отношений. Подобный дифференцированный подход уже

Изотопная и геохимическая характеристики рифейских карбонатных отложений Западного Прибайкалья

Образец	Высота от начала обнажения, м	Fe	Mn	Sr	Fe/Sr	Mn/Sr	Mg/Ca	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$	$\Delta\delta^{13}\text{C}$
		мкг/г						(‰, PDB) 2 ч		(‰, PDB) 24 ч			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Голоуспенская свита (gl₂)</i>													
2-1-99	2,5	2129	198	90,6	23,5	2,2	0,6227	-2,1	-6,3	-1,8	-6,0	Н.о.	Н.о.
2-3-99	8	2482	137	456,1	5,4	0,3	0,0109	-3,9	-12,1	-5,0	-15,6	»	»
2-4-99	10	583	123	113,6	5,1	1,1	0,2966	0,5	-4,2	0,9	-2,8	»	»
2-5-99	17,5	1395	147	79,8	17,5	1,8	0,5038	4,0	-11,4	4,0	-10,2	»	»
2-7-99	28	1927	144	63,9	30,1	2,2	0,5081	2,4	-13,8	4,2	-1,1	»	»
2-8-99	38	758	89	67,6	11,2	1,3	0,5472	1,2	-4,0	1,1	-3,5	»	»
2-9-99	46	439	38	71,7	6,1	0,5	0,6021	4,2	-2,0	Н.о.	Н.о.	»	»
2-11-99	56	356	28	45,3	7,8	0,6	0,5504	6,4	-5,7	5,6	-3,5	»	»
2-12-99	60	504	76	60,3	8,4	1,3	0,6032	5,3	-4,8	5,6	-4,4	»	»
2-19-99	68	5102	387	107,6	47,4	3,6	0,5857	3,1	-8,8	5,4	-5,9	»	»
2-14-99	74	1394	151	93,6	14,8	1,6	0,5156	3,1	-5,3	3,4	-5,6	»	»
2-17-99	80	1102	169	69,6	15,8	2,4	0,5598	6,4	-5,7	6,9	-5,6	»	»
2-18-99	86	883	147	98,7	8,9	1,5	0,5352	1,6	-12,8	1,7	-9,4	»	»
2-34-99	90	744	83	102,6	7,2	0,8	0,4619	0,6	-7,7	0,6	-8,1	»	»
2-31-99	110	881	143	108,4	8,1	1,3	0,3622	0,1	-5,8	0,7	-6,3	»	»
2-30-99	125	470	90	85,2	5,5	1,1	0,3419	-1,4	-8,7	-0,7	-8,4	»	»
2-29-99	134	1078	179	86,7	12,4	2,1	0,4796	-0,7	-11,9	-0,4	-13,6	»	»
2-28-99	143	1599	332	94,9	16,8	3,5	0,5734	1,5	-11,1	Н.о.	Н.о.	»	»
2-26-99	155	1088	284	93,3	11,6	3,1	0,4937	0,5	-8,8	0,7	-7,8	»	»
2-24-99	165	800	157	104,5	7,6	1,5	0,3273	0	-14,3	0,3	-7,1	»	»
2-22-99	183	386	77	100,8	3,8	0,8	0,3647	-0,9	-10,5	0,2	-9,5	»	»
2-21-99	195	426	50	100,6	4,2	0,5	0,4323	-0,6	-12,7	-0,6	-9,8	»	»
<i>Голоуспенская свита (gl₃)</i>													
3-3-99	31	1869	271	96,9	19,3	2,8	0,4139	6,1	-5,4	6,2	-5,1	»	»
3-6-99	42	4592	816	379,6	12,1	2,2	0,0745	4,8	-9,1	4,1	-11,4	»	»
3-7-99	52	5222	439	133,3	39,1	3,3	0,4891	7,4	-5,9	7,5	-7,5	»	»
4-1-99	60	1697	126	94,7	17,9	1,3	0,4446	8,4	-5,2	9,1	-5,4	-10,7	19,8
4-3-99	82	1235	611	45,9	26,9	13,3	0,6477	-2,4	-7,7	-2,3	-6,8	Н.о.	Н.о.
4-4-99	90	1451	761	38,1	38,1	19,9	0,6994	0,4	-5,6	0,5	-5,2	»	»
4-5-99	94	2545	1602	52	49,9	30,8	0,6802	-0,5	-6,7	0,9	-7,6	»	»
4-6-99	113	1261	498	30,3	41,6	16,4	0,6231	0,5	-4,4	0,5	-5,2	»	»
4-7-99	121	1330	514	73,4	18,1	7,0	0,5487	1,1	-6,2	1,1	-7,0	»	»
5-6-99	22	630	73	48,2	13,1	1,5	0,4869	3,8	-7,7	4,3	-7,8	»	»
5-5-99	32	727	44	48,2	15,1	0,9	0,6413	4,4	-6,6	4,5	-8,3	»	»
5-4-99	44	644	62	31,4	20,5	2	0,6232	2,9	-2	2,7	-3,3	»	»
5-3-99	58	841	532	42,5	19,8	12,5	0,5871	4	-0,4	4,3	-0,7	»	»
6-1-99	0,5	2040	188	30,8	58,5	5,4	0,5486	4	-8,2	4,1	-8,5	-17,2	21,3
6-3-99	3,9	638	96	31,2	19,7	2,9	0,5725	4	-6,1	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
6-6-99	18,5	5400	455	34,6	133,3	11,2	0,6605	3,4	-7,6	3,8	-7,9	»	»
6-8-99	28	744	259	33,3	22,3	7,8	0,6594	3,9	-5	4,1	-5,7	»	»
<i>Улунтуйская свита (ul₁)</i>													
6-11-99	40	15600	2570	649	24	3,9	0,1765	2,5	-9,1	2,3	-8,3	-19,7	22,2
6-12-99	65	599	313	181,2	3,3	1,7	0,2445	2,9	-10,4	3,5	-10,1	Н.о.	Н.о.
6-13-99	95	121	14	1172	0,1	0,01	0,0101	7,3	-5,5	6,5	-5,1	-19,8	26,3
6-15-99	110	997	37	2059	0,5	0,02	0,0447	8,9	-4,9	8,8	-5,4	-12,2	21,0
6-16-99	118	96	60	1522	0,06	0,04	0,0218	6,4	-6,3	6,7	-6,1	-14,8	21,5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
6-19-99	128	252	23	1546	0,2	0,02	0,0185	7,3	-5,6	7,3	-4,9	-13,5	20,8	
6-21-99	138	1370	52	897	1,5	0,05	0,1031	3,3	-8,2	5,0	-5,3	-13,6	18,6	
6-23-99	149	3110	74	674	4,6	0,1	0,1447	7,5	-4,2	7,8	-5,2	-8,2	16,0	
6-25-99	160	2290	86	1019	2,2	0,08	0,1528	6,5	-5,3	6,0	-6,1	-13,5	20,0	
7-2-99	70	49900	8880	1733	28,8	5,1	0,0199	3,9	-4,3	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
8-1-99	1,0	Н е о п р е д е л я л о с ь									»	»	-22,6	»
8-2-99	9	69400	32600	2300	30,2	14,2	0,0369	-1	-11,3	-3,8	-15,1	-21,5	20,5	
<i>Улутуйская свита (ул₂)</i>														
8-6-99	95	1370	50	155,8	8,8	0,3	0,2827	3,6	-3,2	3,9	-3,6	Н.о.	Н.о.	
8-8-99	105	1220	48	155,8	12,5	0,5	0,4291	4,1	-0,2	5,5	-1,4	»	»	
8-11-99	119	1760	58	106,3	16,6	0,5	0,3801	4,8	0,1	4,5	-2,9	»	»	
8-12-99	136	508	65	531	0,9	0,1	0,0217	3,9	-7,1	Н.о.	Н.о.	-17,3	21,2	
8-13-99	141	3410	94	202	16,9	0,5	0,3404	5,7	-4,2	5,9	-5,7	-14,3	20,0	
8-15-99	150	3420	165	1040	3,3	0,2	0,0136	6,4	-7,1	5,0	-7,9	-17,7	24,1	
8-16-99	165	820	42	137	5,9	0,3	0,3641	4,8	-12,3	5,1	-5,3	Н.о.	Н.о.	
8-17-99	169	1000	56	147,7	6,8	0,4	0,4843	5,9	-4,1	5,9	-6	-17,4	23,3	
8-19-99	175	1020	39	145,5	7	0,3	0,5034	-1,2	-3,9	2,9	-3,6	Н.о.	Н.о.	
8-20-99	183	1040	41	196,7	5,3	0,2	0,4191	5,3	-3,9	5,4	-4	-17,4	22,8	
8-21-99	188	521	58	225	2,3	0,3	0,2983	5,4	-5,6	5,7	-6,9	Н.о.	Н.о.	
8-22-99	195	567	45	172,2	3,3	0,3	0,4161	5,2	-5,1	5,2	-6,3	»	»	
8-23-99	199	600	60	183	3,3	0,3	0,3772	5,3	-5,3	5,7	-7,1	»	»	
8-24-99	206	460	48	102,3	4,5	0,5	0,5348	4,9	-2,2	4,9	-2,7	»	»	
8-25-99	213	1180	58	143,8	8,2	0,4	0,4931	5,4	-5,1	5,6	-6,1	»	»	
8-27-99	221	Н е о п р е д е л я л о с ь							5,2	-3,8	5,2	-4,8	»	»
19-1-99	0,5	244	38	169,3	1,4	0,2	0,4616	5,5	-4,6	Н.о.	Н.о.	-18,2	23,7	
19-2-99	4	520	33	159,6	3,2	0,2	0,4294	5,5	-5,4	5,6	-5,2	-18,4	23,9	
19-3-99	12	700	60	109,9	6,4	0,5	0,5604	5,2	-2,5	5,3	-3,7	-18,1	23,4	
19-4-99	20	440	28	165,2	2,6	0,2	0,4366	5,8	-0,2	5,9	-1,0	-16,5	22,4	
19-5-99	28	1000	155	145,5	6,9	1,1	0,5335	3,9	-3,8	3,5	-4,8	-19,8	23,7	
19-5a-99	30	Н е о п р е д е л я л о с ь							4,8	-6,8	5,5	-8,4	-20,2	25,7
19-56-99	54	7800	460	828	9,4	0,6	0,1328	2,4	-8,6	2,6	-8,4	Н.о.	Н.о.	
21-14-99	1	11200	1280	972	11,5	1,3	0,0895	1,3	-10,0	1,2	-11,9	-22,6	23,9	
21-13-99	8	4610	275	606,8	7,6	0,5	0,0092	3,3	-10,8	Н.о.	Н.о.	-21,9	25,2	
21-11-99	18	930	102	765,4	1,2	0,1	0,0134	3,8	-7,8	»	»	-21,9	25,7	
21-9-99	23	Н е о п р е д е л я л о с ь							4,8	-7,4	5,4	-8,6	-17,7	23,1
21-7-99	28	810	51	1028	0,8	0,05	0,0132	4,9	-8,6	3,0	-12,7	-21,8	26,7	
21-6-99	34	930	88	694,4	1,3	0,1	0,1453	4,2	-8,2	4,6	-8,8	-20,5	24,7	
21-5-99	46	2530	64	80,9	31,2	0,8	0,5659	6,4	-1,8	6,8	-1,9	Н.о.	Н.о.	
21-4-99	52	227	93	486,5	0,5	0,2	0,0534	3,3	-8,1	3,6	-10,9	-21,3	24,9	
21-3-99	65	2370	115	163,2	14,5	0,7	0,4238	4,0	-3,8	3,6	-3,6	-18,9	22,9	
21-15-99	77	8920	320	158,9	56,1	2,0	0,5031	4,9	-5,1	4,9	-7,3	Н.о.	Н.о.	
21-2-99	89	18000	3230	523,3	34,4	6,2	0,2566	1,0	-9,2	1,3	-10	»	»	
<i>Качергатская свита (кк₂)</i>														
26-4-99	20	3460	2990	1520	2,3	1,9	0,0058	0,8	-14,4	Н.о.	Н.о.	»	»	
26-3-99	50	5790	3400	414,9	13,9	8,2	0,0091	-3,3	-15,3	»	»	»	»	
26-2-99	53	5860	3700	555,6	10,5	6,7	0,0099	-3,6	-15,5	»	»	»	»	
26-1-99	58	12470	2620	451,4	27,6	5,8	0,0257	-4,7	-14,8	»	»	»	»	

Примечание. Привязка образцов к основанию обнажений. Н.о. — не определялось.

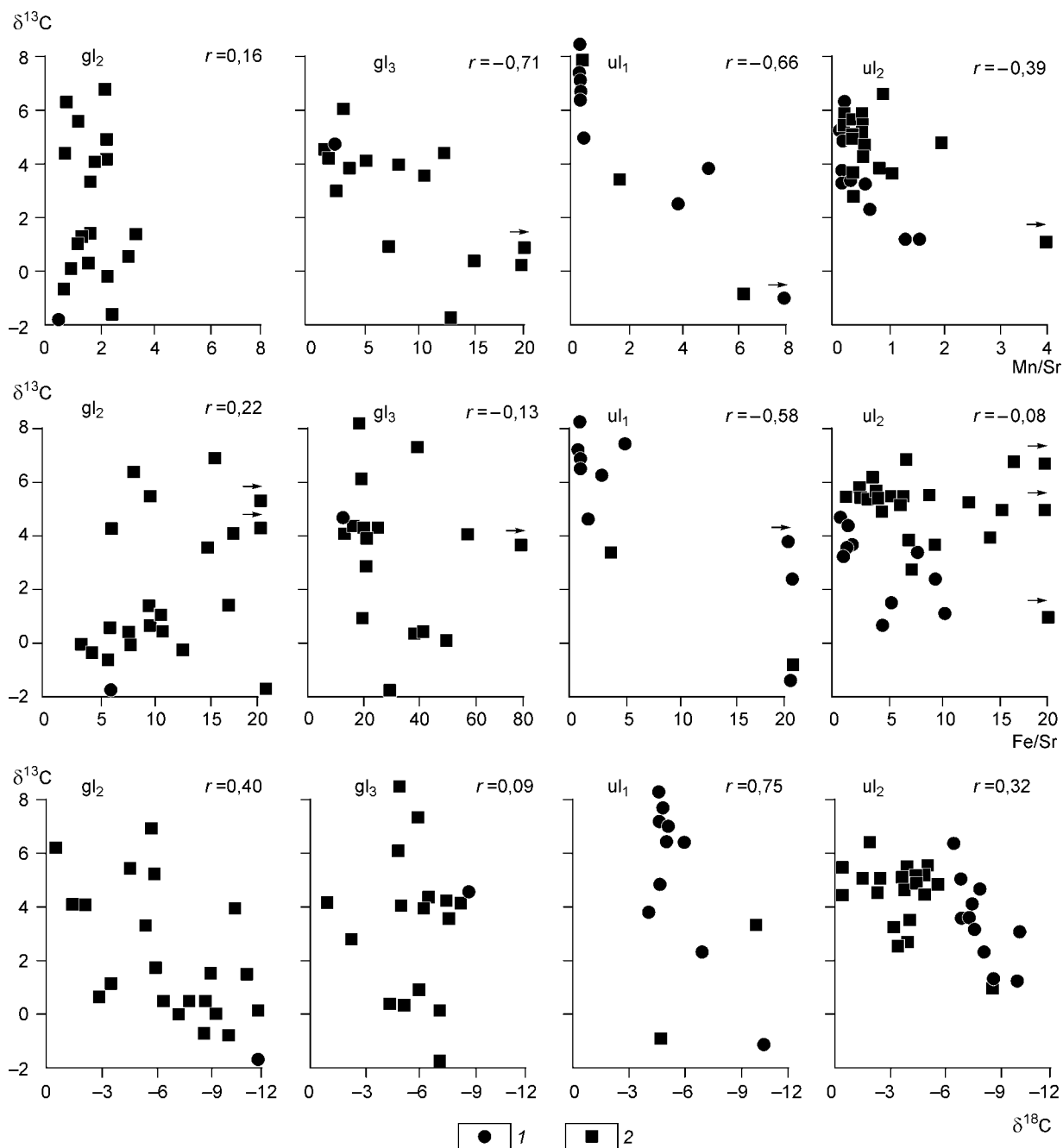


Рис. 4. Соотношение значений $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ — Mn/Sr и $\delta^{13}\text{C}$ — Fe/Sr в карбонатных породах Западного Прибайкалья.

1 — известняки, 2 — доломиты; r — коэффициент корреляции.

применялся при выяснении степени измененности $\delta^{13}\text{C}$ в известняках и доломитах [13, 14, 16 и др.]. В данной работе при разделении образцов с нарушенными и ненарушенными С-изотопными системами приняты значения $\text{Mn/Sr} < 5$ и $\text{Fe/Sr} < 20$ для известняков и $\text{Mn/Sr} < 10$ и $\text{Fe/Sr} < 40$ для доломитов. Более низкие граничные значения отмеченных геохимических показателей используются редко. Например, В.Н. Подковыров с соавторами [13] принимают следующие критические значения Mn/Sr и Fe/Sr : для известняков < 4 и < 10 , для доломитов < 6 и < 15 соответственно.

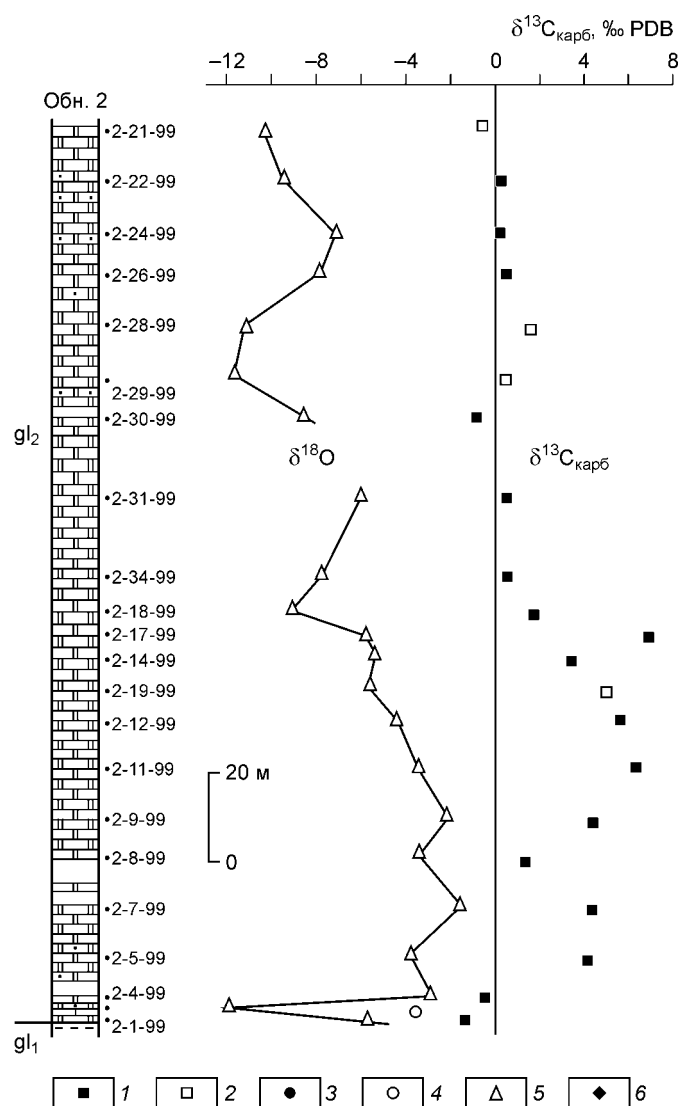
Одним из методов контроля степени измененности С-изотопных отношений в карбонатах является разница $\Delta\delta^{13}\text{C}$ между $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$. Если величины $\Delta\delta^{13}\text{C}$ составляют 28—30 ‰, то значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах считаются неизменными [2, 41, 42]. Определения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в образцах пород байкальского комплекса показывают, что $\Delta\delta^{13}\text{C}$ изменяется от 16 до 26,7 ‰. По этим данным все образцы

нужно отнести к измененным и, соответственно, допустить существенное постседиментационное изменение изотопного состава карбонатного углерода. Вместе с тем низкие значения $\Delta\delta^{13}\text{C}$ связаны в первую очередь с исключительно высокими величинами $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (от $-8,2$ до $-22,6$ ‰) в карбонатных породах байкальского комплекса с содержанием органического углерода менее 1 % (см. таблицу). Такие высокие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ неоднократно отмечались в отложениях верхнего рифея и других регионов и обусловлены влиянием ряда седиментационных и постседиментационных (в результате термальной переработки органического вещества и изотопного обмена с карбонатным углеродом) процессов [6, 43—45 и др.]. Кроме того, тренды $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в целом совпадают, а коэффициент корреляции между значениями изотопных составов карбонатного и органического углерода в породах составляет около 0,7. Мы допускаем нарушение первичных величин $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в изученных породах, но низкие значения $\Delta\delta^{13}\text{C}$, связанные, по-видимому, с постседиментационными трансформациями $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в результате изотопного обмена между органическим и карбонатным углеродом во время позднего катагенеза — ранней стадии зеленосланцевого метаморфизма.

Суммируя петрографические, изотопные и геохимические данные по изученным карбонатным породам, отметим, что основная часть образцов, несмотря на перекристаллизацию, сохранила близкие к первичным значения $\delta^{13}\text{C}$. Наиболее вероятны существенные отклонения C-изотопных отношений от первичных в образцах с преобладанием силикокластического материала над карбонатным.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Наиболее древние образцы карбонатных пород рифейского разреза Западного Прибайкалья отобраны из среднеголоустенской подсвиты. Доломиты, часто известковистые, сильно перекристаллизованы,



окремнены, обычно с полной утратой первичной седиментационной структуры. Тем не менее они характеризуются умеренными концентрациями Fe (350—1500 мкг/г, редко более), Mn (28—322 мкг/г) и в основном низкими Sr (до 100 мкг/г, редко больше) (см. таблицу) и по геохимическим критериям относятся в основном к неизменным. Значимой корреляции между Mn/Sr и $\delta^{13}\text{C}$, Fe/Sr и $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ нет (см. рис. 4). Величины $\delta^{18}\text{O}$ лишь в двух образцах доломитов менее -10 ‰. По изотопно-геохимическим и химическим критериям только 4 образца (2-19-99, 2-21-99, 2-28-99, 2-29-99) доломитов можно отнести к измененным. Единственный образец перекристаллизованных известняков по большинству параметров относится к измененным. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в неизмененных образцах варьируют от $-1,8$ до $6,9$ ‰. Отмечается тренд на возрастание величин $\delta^{13}\text{C}$ (от отрицательных к высоким положительным) от основания разреза подсвиты к ее средней части с последующим быстрым снижением этих величин (рис. 5). В верхней части подсвиты преобладают близкие к нулевым значения $\delta^{13}\text{C}$.

Доломиты верхнеголоустенской подсвиты умеренно, а иногда сильно перекристаллизованы (в верхней части). Содержания Fe

Рис. 5. Вариации изотопного состава карбонатного углерода и кислорода в среднеголоустенской подсвите.

1, 2 — доломиты: 1 — неизмененные, 2 — измененные; 3, 4 — известняки: 3 — неизмененные, 4 — измененные; 5 — изотопный состав кислорода; 6 — изотопный состав органического углерода. Усл. обозн. см. на рис. 1, 2.

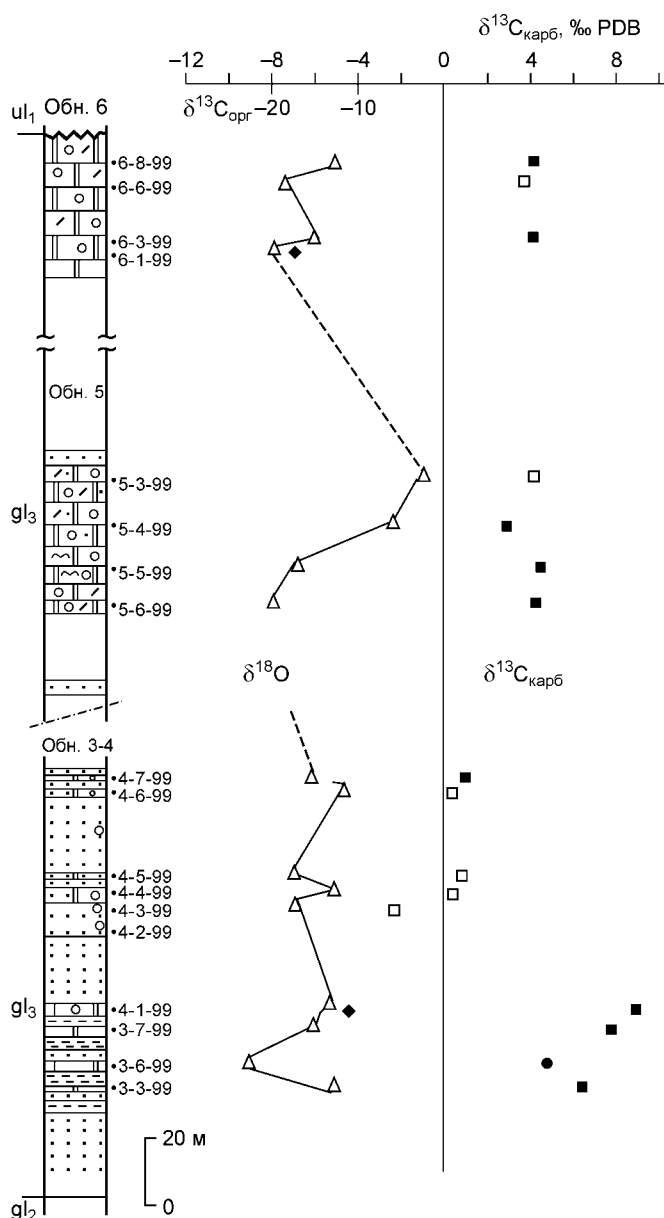
Рис. 6. Вариации изотопного состава карбонатного углерода и кислорода в верхнеголоуспенской подсвите.

Усл. обозн. см. на рис. 1, 2, 5.

изменяются от 630 до 5400 мкг/г, а Mn — от 44 до 1600 мкг/г. Преобладают низкие концентрации Sr (менее 50 мкг/г). По геохимическим критериям среди образцов доломитов отмечаются как измененные, так и неизменные (см. таблицу). Величины $\delta^{18}\text{O}$ обычно превышают -8‰ . Наблюдается корреляция между Mn/Sr и $\delta^{13}\text{C}$. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в неизменных образцах, согласно принятым критериям разграничения, варьируют от 1,1 до 9,1 ‰, а в измененных образцах (4-4-99—4-6-99, 5-3-99, 6-6-99) величины $\delta^{13}\text{C}$ опускаются до $-2,3\text{‰}$ (рис. 6). Единственный образец известняков относится к неизменным ($\delta^{13}\text{C}$ составляет 4,8 ‰). В самой нижней части разреза фиксируются высокие положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ (4,8—9,1 ‰). Вверх по разрезу наблюдается сдвиг C-изотопного состава (до 1,1 ‰). Для верхней части разреза верхнеголоуспенской подсвиты, где доминируют оолитопизолитоинтракластические сильно перекристаллизованные окремненные доломиты, характерны величины $\delta^{13}\text{C}$ около 4 ‰, которые наблюдаются как в измененных, так и в неизменных породах.

Известняки и доломиты (обр. 6-11-99, 6-12-99) из основания нижеулунтуйской подсвиты перекристаллизованы и относятся к измененным. Они имеют низкие (2,5 и 3,5 ‰) величины C-изотопного состава (рис. 7). Вышележащие углеродсодержащие известняки перекристаллизованы, но по изотопно-геохимическим и геохимическим параметрам относятся к неизменным и характеризуются высокими (до 8,9 ‰) значениями $\delta^{13}\text{C}$. Содержание Fe изменяются в них от 96 до 2290 мкг/г, а Mn — от 14 до 86 мкг/г. Преобладают высокие концентрации Sr (от 674 до 2059 мкг/г). Тем не менее из-за низких $\Delta\delta^{13}\text{C}$ (16—26 ‰) величины $\delta^{13}\text{C}$ могут быть несколько занижены в результате изотопного обмена между карбонатным и органическим углеродом. Основная часть нижеулунтуйской подсвиты сложена силикокластическими отложениями. Из алевропесчаников с поровым кальцитовым цементом и известковистых алевроаргиллитов верхней части нижеулунтуйской подсвиты взяты два образца (7-2-99 и 8-2-99). В них карбонатная фаза характеризуется очень высокими концентрациями Fe (до 69400 мкг/г), Mn (до 32600 мкг/г) и Sr (2300 мкг/г) (см. таблицу). Кальцитовый цемент образовался при явном участии изотопно-легкой раннедиагенетической углекислоты, тем не менее в одном из образцов величина $\delta^{13}\text{C}$ достигает 3,9 ‰. Эти данные показывают, что во время формирования нижеулунтуйских силикокластических отложений существенного снижения изотопного состава морской воды, по-видимому, не происходило.

Карбонатные породы верхней подсвиты улунтуйской свиты умеренно, а иногда сильно перекристаллизованы. Концентрации железа варьируют от 227 до 18 000 мкг/г, марганца — от 42 до 1280 мкг/г, а стронция — от 39 до 593 мкг/г (см. таблицу). В целом содержания железа и марганца в карбонатной фазе в основном умеренные, поэтому по геохимическим критериям известняки и доломиты относятся преимущественно к неизменным (рис. 8). Значимой корреляции между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, Fe/Sr и $\delta^{13}\text{C}$, Mn/Sr и $\delta^{13}\text{C}$ нет (см. рис. 4). По этим показателям C-изотопный состав основной части образцов известняков и доломитов должен быть близок к первичному. Существенные постседиментационные изменения $\delta^{13}\text{C}$



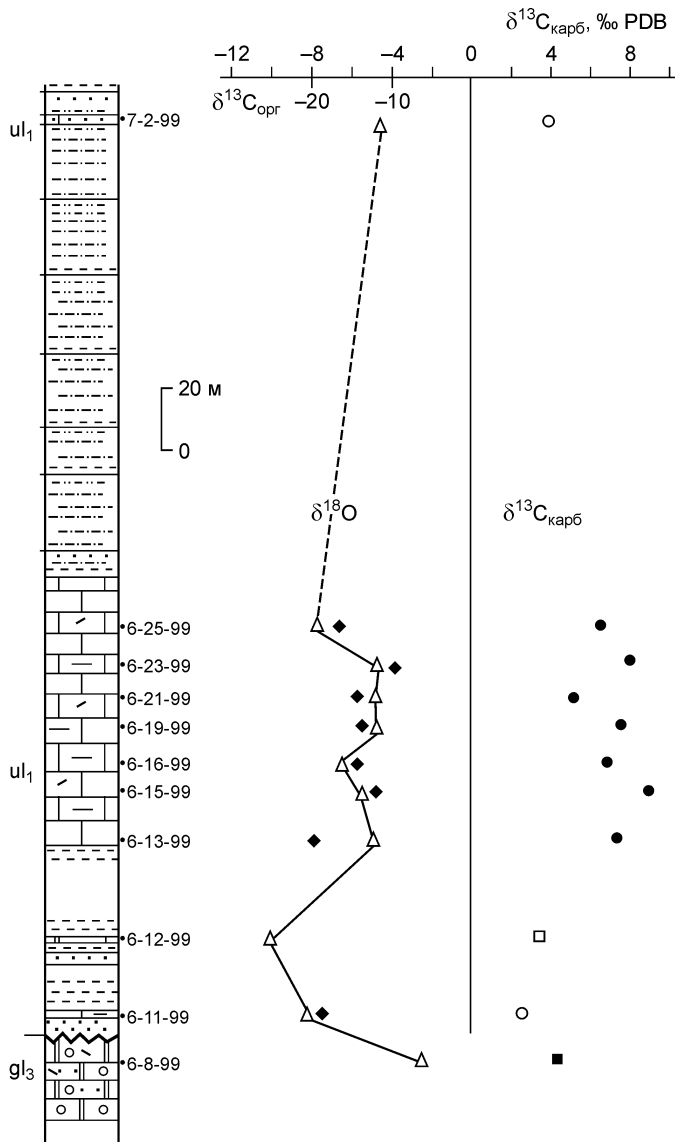


Рис. 7. Вариации изотопного состава кислорода, органического и карбонатного углерода в нижнеулунтуйской подсвите.

Усл. обозн. см. на рис. 1, 2, 5.

вероятны лишь в тех известняках и доломитах (21-2-99, 21-13-99—21-15-99), которые контактируют с силикокластическими отложениями. Значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от 2,6 до 6,9 ‰ (в среднем около 5 ‰). Снижение величин С-изотопного состава отмечается в средней части подсвиты (до 2,6 ‰) и, возможно, в перекристаллизованных доломитовых известняках на границе с качергатской свитой.

Известковые аргиллиты ($\text{CaCO}_3 < 50\%$) и сильноглинистые известняки ($\text{CaCO}_3 > 50\%$) из верхней подсвиты качергатской свиты характеризуются высокими концентрациями Fe (до 12470 мкг/г), Mn (до 3700 мкг/г) и низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ (до -15%). Отмечается значимая корреляция между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ ($r = 0,64$), Fe/Sr и $\delta^{13}\text{C}$ ($r = -0,85$), Mn/Sr и $\delta^{13}\text{C}$ ($r = -0,81$). По этим показателям породы относятся к измененным (см. таблицу, рис. 8). Значения $\delta^{13}\text{C}$ в них варьируют от 0,8 до $-4,7\%$.

Таким образом, в карбонатных породах рифейского разреза Западного Прибайкалья в целом доминируют высокие (от 4—5 до 8—9 ‰) величины $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 9). Сдвиги в сторону близких к нулевым значениям отмечаются в основании верхней части среднеголоустенской подсвиты. Остальные относительно заметные смещения в сторону более низких положительных величин $\delta^{13}\text{C}$ контролировались, скорее всего, внутривассейновыми седиментационными и постседиментационными процес-

сами. На границе с качергатской свитой намечается нисходящий тренд $\delta^{13}\text{C}$. Поскольку верхнекачергатская подсвита является стратиграфическим аналогом жуинской серии [19, 22 и др.], то намечаемый качергатский негативный сдвиг хорошо коррелируется с жуинской депрессией $\delta^{13}\text{C}$ Патомского нагорья [12, 18, 33].

Согласно современным данным по эволюции С-изотопного состава в позднедокембрийском океане, переход к высокоамплитудным позднерифейским вариациям значений $\delta^{13}\text{C}$ (от $-5\text{...}-10$ до 8—12 ‰) происходил около 800 млн лет назад [1—9 и др.]. Эти данные позволяют сделать вывод, что возраст изученных отложений байкальской серии не древнее 800 млн лет, однако более детальная их возрастная привязка не столь однозначна.

В настоящее время доминирует представление, согласно которому вариации значений $\delta^{13}\text{C}$ в геологической истории контролируются изменениями в балансе органического и карбонатного углерода в морской воде и тесно связаны с темпом захоронения органического вещества в осадках с высоким содержанием изотопно-легкого углерода ^{12}C . Возрастание темпов захоронения органического вещества приводит к увеличению $\delta^{13}\text{C}$ в поверхностных водах и карбонатных осадках, наоборот, снижение и(или) интенсивное окисление органического вещества, захороненного ранее, способствует возврату в океан ^{12}C и снижению $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных отложениях.

Наиболее хорошо этот механизм проявляется в гляциальные периоды с низким стоянием уровня моря. Сопровождаются они сильной океанической циркуляцией и высокой оксигенизацией глубинных океанических вод. Связь негативных сдвигов с гляциальными периодами и падениями уровня моря в настоящее время подтверждена многочисленными исследованиями. В частности, экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ в сто-

Рис. 8. Вариации изотопного состава кислорода, органического и карбонатного углерода в верхнеулунтуйской подсвите и качергатской свите.

Усл. обозн. см. на рис. 1, 2, 5.

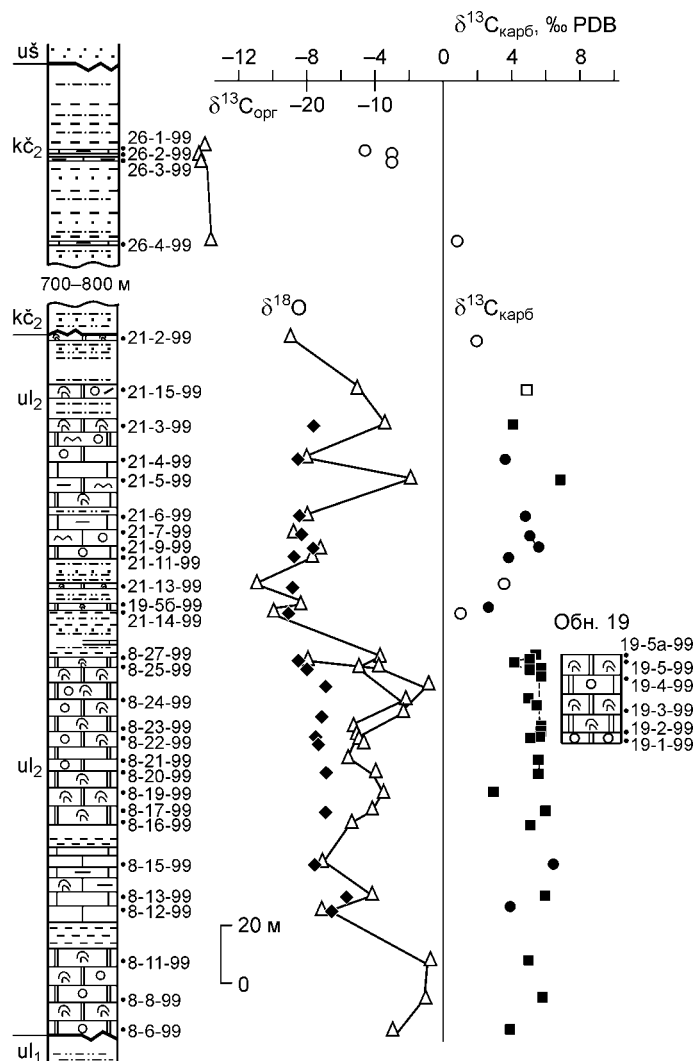
рону отрицательных значений хорошо увязываются с позднерифейско-вендскими оледенениями [2—9 и др.]. В настоящее время многие исследователи согласны с тем, что в позднем рифее—раннем венде выделяются, по крайней мере, две ледниковых эпохи — стертская и варангерская, однако количество эпизодов оледенений в каждой из них и хроностратиграфическая привязка остаются предметом дискуссий. Так, М.Р. Вальтер с соавторами [7] полагают, что стертское (рэпитенское) оледенение происходило около 700 млн лет назад, варангерское (Морино, Айс-Брук) — около 600 млн лет назад, а менее значительное фиксируется около 570 млн лет назад. По другим данным [5, 46], резкие негативные сдвиги $\delta^{13}\text{C}$ ассоциируют с вендскими (варангерскими) (575 и 590 млн лет) и стертскими (около 720 и 740 млн лет) гляциальными событиями.

В последнее время датированы (U/Pb метод по цирконам) вулканиты, которые пространственно связаны с тиллитами формации Эдвардсбург из надсерии Уиндермир (штат Айдахо) [47]. Эти отложения имеют возраст около 685 млн лет и коррелируются с тиллитами из серии Рэпитен. В связи с этим авторы статьи [47] предлагают пересмотреть возрастные рамки стертского оледенения (в широком смысле) от 750—700 до 750—685 млн лет или же рассматривать рэпитенское оледенение как самостоятельное. Таким образом, несогласованность в возрастной привязке оледенений и их эпизодов вполне объяснима отсутствием необходимого количества прецизионных изотопных датировок ледниковых и связанных с ними отложений, неоднозначностью межконтинентальных корреляций, неполнотой изучаемых разрезов.

Тем не менее имеющиеся интегральные кривые вариации $\delta^{13}\text{C}$ (некоторые из них показаны на рис. 10) свидетельствуют, что ранневендское гляциальное событие (около 600 млн лет назад) отделено от поздне-стертского гляциального интервала (720—700, возможно 685 млн лет назад) межгляциальным периодом продолжительностью около 100 млн лет с высокими (от 5 до 10—12 ‰) положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ [2—9 и др.]. Существенно, что на протяжении этого периода не наблюдается резких (до $-4\text{...}-10\text{‰}$) негативных сдвигов С-изотопного состава карбонатных пород, а незначительные отклонения от средних величин $\delta^{13}\text{C}$ связаны со спецификой развития конкретных бассейнов и влиянием постседиментационных процессов.

Следует отметить, что в более древних (достертских) отложениях криогения также отмечаются высокие (до 6—7 ‰) значения $\delta^{13}\text{C}$, однако они нигде не превышают 8 ‰ (см. рис. 10) [10]. В более молодых вендских (от 600 до 544 млн лет) карбонатных отложениях величины $\delta^{13}\text{C}$ обычно не превышают 5 ‰ и в исключительных случаях достигают 7—8 ‰ [5, 8, 17, 18, 46 и др.]. Кроме того, для венда характерны относительно продолжительные интервалы с отрицательными и низкими положительными значениями С-изотопного состава карбонатных пород [5, 7, 16—18 и др.] (см. рис. 10).

В карбонатных породах рифейского разреза Западного Прибайкалья, как уже отмечалось, в целом доминируют высокие (от 4—5 до 8—9 ‰) величины $\delta^{13}\text{C}$. Негативные сдвиги (до нулевых значений) отмечаются в основании и верхней части среднеголоустенской подсвиты. Следовательно, по С-изотопным данным изученный разрез сформировался, скорее всего, в неопротерозойский межледниковый период и



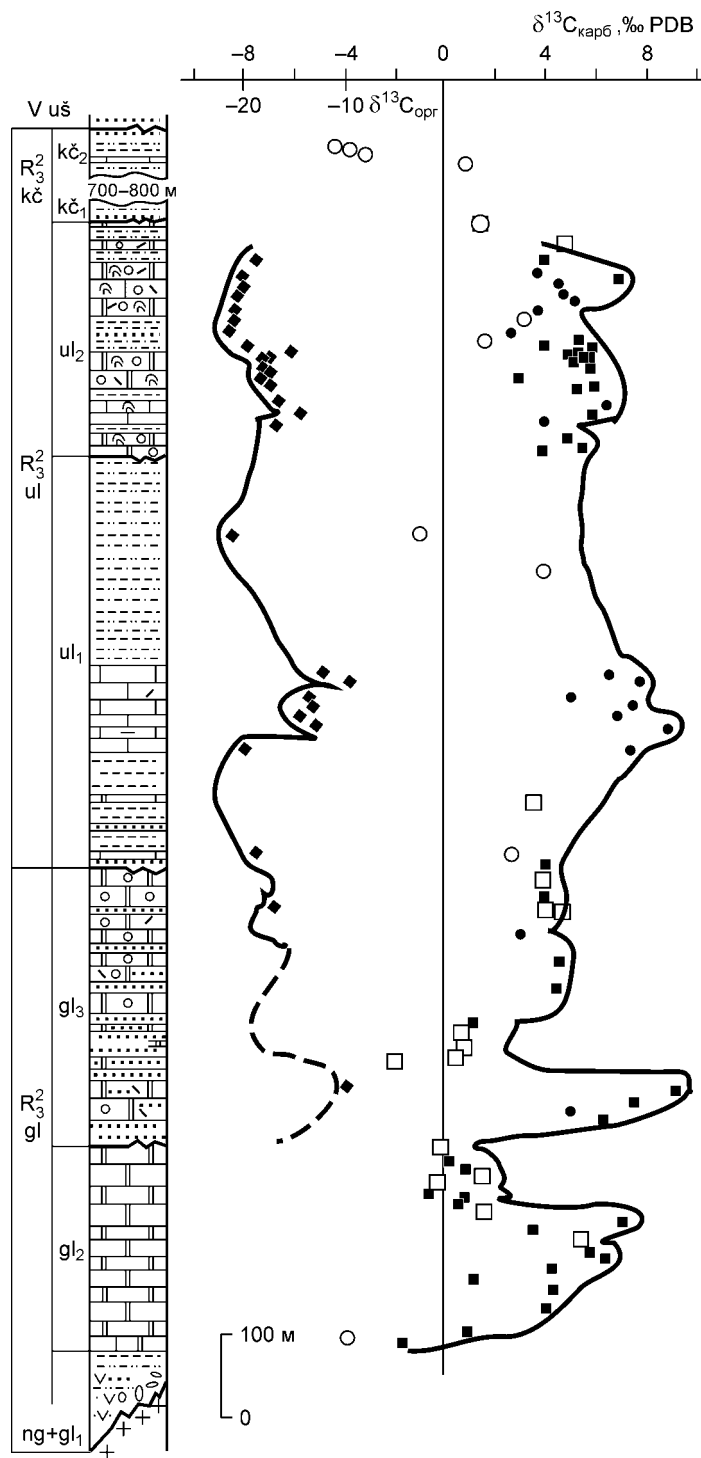


Рис. 9. Эволюция изотопного состава карбонатного и органического углерода в рифейском бассейне Западного Прибайкалья.

Усл. обозн. см. на рис. 1, 2, 5, 6. ng — нуганская свита.

ограничен возрастными рамками от 720—700(685?) до 600 млн лет назад. При такой интерпретации кривой $\delta^{13}\text{C}$ байкальской серии, джемкуканские тиллиты Патомского нагорья должны соответствовать одному из эпизодов стертского оледенения, а варангерский негативный сдвиг $\delta^{13}\text{C}$ логично увязать с жуинской (позднекачергатской?) депрессией $\delta^{13}\text{C}$.

Вместе с тем в изученном разрезе наблюдаются высокие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (от $-8,2$ до $-22,6$ ‰), которые не характерны для отложений, сформировавшихся между стертской и варангерской ледниковыми эпохами. Для этого интервала наблюдаются относительно широкие вариации значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, однако в среднем они составляют около -25 ‰, а $\Delta\delta^{13}\text{C}$ — 29 — 34 ‰ [44]. Высокие величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ неоднократно отмечались в отложениях верхнего рифея и других регионов [6, 43—45 и др.]. Возможно, что высокие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в образованиях байкальской серии Западного Прибайкалья частично отражают уменьшение степени изотопного фракционирования между растворенной CO_2 и первичной биомассой, однако утяжеление $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ может быть связано и с другими причинами. Во-первых, высокие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ могли быть обусловлены низкими (обычно менее $0,1$ ‰) концентрациями органического материала в изученных карбонатных породах, что указывает на отсутствие сероводородного заражения придонных вод, которое снижает возможность существенного хемоавтотрофного изотопного фракционирования и соответственно не приводит к обогащению ^{12}C органического вещества в осадках [48, 49]. Важно, что при хемосинтезе изотопное фракционирование на 4 — 6 ‰ эффективнее, чем при фотосинтезе [48]. Такое предположение подтверждается широко

известной корреляцией между количеством органического вещества и значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в породах [49, 50]. Во-вторых, утяжеление изотопного состава органического углерода могло происходить в результате термальной обработки и изотопного обмена с карбонатным углеродом, который резко доминирует над органическим углеродом, при постседиментационных изменениях [6, 49]. Последние широко проявлены в рифейских отложениях Западного Прибайкалья, степень метаморфизма которых достигает иногда ранней стадии зеленосланцевой фации. Для изученных отложений характерны также низкие $\Delta\delta^{13}\text{C}$ ($16,0$ — $26,7$ ‰), что на 2 — 12 ‰ ниже величин 28 — 30 ‰, принятых для неизмененных пород [2, 41, 42]. Заметим, что постседиментационный изотопный обмен между $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{C}_{\text{карб}}$ допускает также облегчение изотопного состава карбонатного углерода, однако оно не должно быть значительным из-за низких концентраций органического углерода в изученных карбонатных породах. Поэтому мы полагаем, что

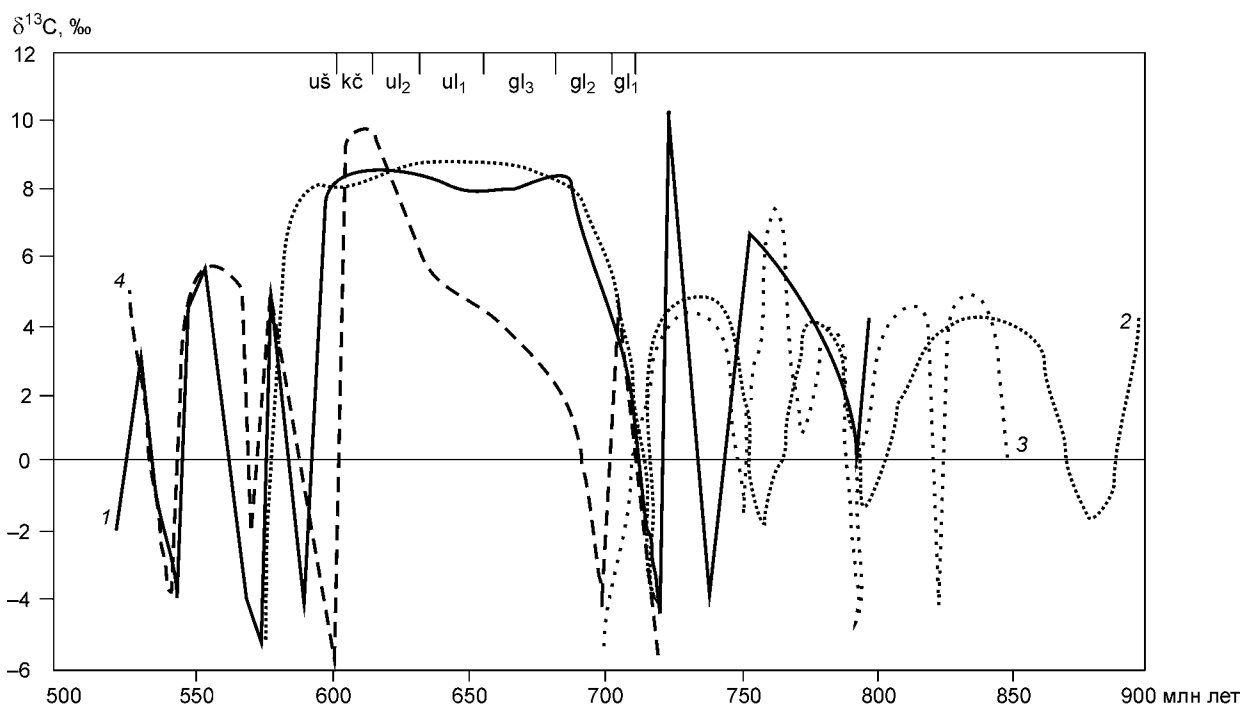


Рис. 10. Эволюция изотопного состава карбонатного углерода в неопротерозе.

По данным: 1 — [5]; 2 — [4]; 3 — [6]; 4 — [7]. В верхней части рисунка показаны примерные возрастные интервалы формирования подразделений байкальской серии.

низкие значения $\Delta\delta^{13}\text{C}$ связаны в основном с постседиментационными трансформациями $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и они, следовательно, не дают оснований для отрицания предложенной корреляции по $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ отложений байкальской серии с осадочными комплексами, сформировавшимися в период между варангерской и стертской эпохами оледенения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения С- и О-изотопного состава рифейских отложений байкальской серии Западного Прибайкалья дают дополнительную информацию, необходимую для уточнения времени формирования разреза байкалия стратотипической местности. Достоверность полученных значений $\delta^{13}\text{C}$ базируется на петрографических, геохимических и изотопных данных, которые показывают, что основная часть пород, из которых взяты образцы, несмотря на перекристаллизацию, не испытала существенных постседиментационных нарушений С-изотопных систем и может быть использована для целей хемотратиграфии. Наиболее существенные изменения $\delta^{13}\text{C}$ зафиксированы в смешанных карбонатно-силикокластических породах из-за сильного влияния изотопно-легкой раннедиагенетической углекислоты. Наблюдаемое в изученных образцах утяжеление изотопного состава органического углерода обусловлено, вероятно, изотопным обменом с карбонатным, о чем свидетельствуют низкие величины $\Delta\delta^{13}\text{C}$. В целом в разрезе байкальской серии доминируют высокие (от 4—5 до 8—9 ‰) величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$.

Предложенная корреляция по С-изотопным данным байкальской серии с межледниковыми отложениями неопротероза (от 720—700(685?) до 600 млн лет) согласуется с результатами изотопно-геохронологических, седиментологических, историко-геологических и биостратиграфических исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 02-05-65097).

ЛИТЕРАТУРА

1. **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.
2. **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.

3. **Kaufman A.J.** An ice age in the tropics // *Nature*, 1997, v. 386, p. 227—228.
4. **Kah L.C., Sherman A.G., Narbonne G.M. et al.** $\delta^{13}\text{C}$ 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.
5. **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.
6. **Hill A.C., Walter M.R.** Mid-Neoproterozoic (830—750 Ma) isotope stratigraphy of Australia and global correlation // *Prec. Res.*, 2000, v. 100, № 1—3, p. 181—211.
7. **Walter M.R., Veevers J.J., Calver C.R. et al.** Dating the 840—544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models // *Ibid.*, p. 371—433.
8. **Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al.** Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // *Prec. Res.*, 2001, v. 111, № 1—4, p. 165—202.
9. **McKirdy D.M., Burgess J.M., Lemon N.M. et al.** A chemostratigraphic overview of the late Cryogenian interglacial sequence in the Adelaide Fold-Thrust Belt, South Australia // *Prec. Res.*, 2001, v. 106, № 1—2, p. 149—186.
10. **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.
11. **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.
12. **Виноградов В.И., Корж М.В., Сорокина И.Э. и др.** Изотопные признаки эпигенетических преобразований довендских отложений осадочного чехла Байкитского поднятия, Сибирская платформа // *Литология и полезные ископаемые*, 1998, № 3, с. 268—279.
13. **Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др.** Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1998, т. 6, № 4, с. 3—19.
14. **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.
15. **Хабаров Е.М., Пономарчук В.А., Морозова И.П. и др.** Вариации уровня моря и изотопного состава карбонатного углерода в рифейском бассейне западной окраины Сибирского кратона (Байкитская антеклиза) // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43, № 3, с. 211—239.
16. **Сочава А.В., Подковыров В.Н., Виноградов Д.П.** Вариации изотопного состава углерода и кислорода в карбонатных породах венда—нижнего кембрия Уринского антиклинария (юг Сибирской платформы) // *Литология и полезные ископаемые*, 1996, № 3, с. 279—289.
17. **Saylor B.Z., Kaufman A.J., Grotzinger J.P., Urban F.** A composite reference section for Terminal Proterozoic Strata of Southern Namibia // *J. Sediment. Res.*, 1998, v. 68, № 6, p. 1223—1235.
18. **Pelechaty S.M.** Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implications for a global stratigraphy // *J. Geol. Soc., Lond.*, 1998, v. 155, № 6, p. 957—973.
19. **Хоментовский В.В., Постников А.А., Файзуллин М.Ш.** Байкалий стратотипической местности // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39, № 11, с. 1505—1517.
20. **Дольник Т.А.** Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2000, 320 с.
21. **Станевич А.М., Файзулина З.Х.** Микрофоссилии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М., Недра, 1992, 158 с.
22. **Шенфиль В.Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1991, 184 с.
23. **Советов Ю.К.** Сопоставление геодинамического развития Сибирского и Восточно-Европейского кратонов в венде по данным анализа форландовых бассейнов // *Геология, геохимия и геофизика: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию РФФИ*. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2002, с. 120—122.
24. **Кузнецов А.Б., Анисимова С.А., Мельников Н.Н. и др.** Изотопная хемостратиграфия байкальской серии Юго-Западного Прибайкалья: предварительные данные // *Изотопная геохронология и решение проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II российской конференции по изотопной геохронологии*. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 233—236.
25. **Хоментовский В.В., Постников А.А.** Неопротерозойская история развития Байкало-Вилуйской ветви Палеоазиатского океана // *Геотектоника*, 2001, № 3, с. 3—21.
26. **Маслов В.К.** О перерывах в осадконакоплении и корреляции разрезов среднего—верхнего рифея в Западном Прибайкалье // *Геология и геофизика*, 1983, № 7, с. 30—41.

27. **Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M. et al.** Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif, southern Siberian craton // *Prec. Res.*, 2003, v. 122, № 1—4, p. 359—376.
28. **Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al.** The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Prec. Res.*, 2003, v. 122, № 1—4, p. 329—358.
29. **Соколов Б.С.** О палеонтологических находках в доусольских отложениях Иркутского амфитеатра // *Аналоги вендского комплекса в Сибири*. М., Наука, 1975, с. 112—117.
30. **Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А. и др.** Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // *Геология и геофизика*, 2004, т. 45, № 4, с. 465—484.
31. **Хабаров Е.М.** Позднепротерозойские рифы и рифоподобные постройки юга Восточной Сибири // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40, № 8, с. 1149—1169.
32. **Чумаков Н.М.** Среднесибирский глициогоризонт рифея // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1993, т. 1, № 1, с. 21—31.
33. **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: Тез. докл. М., ГЕОХИ РАН, 2001, с. 263—264.
34. **Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др.** Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 1995, т. 3, № 1, с. 3—33.
35. **Хабаров Е.М.** Сравнительная характеристика познедокембрийских рифогенных формаций. Новосибирск, Наука, 1985, 125 с.
36. **Veizer J.** Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates // *Carbonates: mineralogy and geochemistry. Rev. Miner.*, 1983, v. 11, p. 265—300.
37. **Kaufman A.J., Knoll A.N.** Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // *Prec. Res.*, 1995, v. 73, № 1/4, p. 27—49.
38. **Brand U., Veizer J.** Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-II. Stable isotopes // *J. Sediment. Petrol.*, 1981, v. 51, № 3, p. 987—997.
39. **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.L. Ethington. Cambridge, Soc. of Econ. Paleontol. and Mineral., 1980, Spec. Publ. 28, p. 87—110.
40. **Veizer J., Plumb K.A., Clayton R.N. et al.** Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, № 6, p. 2487—2501.
41. **Knoll A.N., Hayes J.M., Kaufman A.J. et al.** Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland // *Nature*, 1986, v. 321, p. 832—838.
42. **Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.N.** The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 120, № 3/4, p. 409—430.
43. **Iyer S.S., Babinski M., Krouse H.R., Chemale F.** Highly ^{13}C -enriched carbonate and organic matter in the Neoproterozoic sediments of the Bambui Group, Brazil // *Prec. Res.*, 1995, v. 73, № 1—4, p. 271—282.
44. **Hayes J.M., Strauss H., Kaufman A.J.** The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma // *Chem. Geol.*, 1999, v. 161, № 1—3, p. 103—125.
45. **Karlstrom K.E., Bowring S.A., Dehler C.M. et al.** Chuar Group of the Grand Canyon: record of breakup of Rodinia, associated change in the global carbon cycle, and ecosystem expansion by 740 Ma // *Geology*, 2000, v. 28, № 7, p. 619—622.
46. **Brasier M., McCarron G., Tucker R. et al.** New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman // *Geology*, 2000, v. 28, № 2, p. 175—178.
47. **Lund K., Aleinikoff J.N., Evans K.V., Fanning C.M.** SHRIMP U-Pb geochronology of Neoproterozoic Windermere Supergroup, central Idaho: implications for rifting of western Laurentia and synchronicity of Sturtian glacial deposits // *Bull. GSA*, 2003, v. 115, № 3, p. 349—372.
48. **Галимов Э.М.** Природа глобальных вариаций изотопного состава углерода в биосфере // *Геохимия*, 1999, № 8, с. 787—803.
49. **Shields G.A., Brasier M.D., Stille P., Dorjnamjaa D.** Factors contributing to high $\delta^{13}\text{C}$ values in Cryogenian limestones of western Mongolia // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 196, № 1, p. 99—111.
50. **Strauss H., Des Marais D.J., Hages J.M.** The carbon-isotopic record // *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study* / J.W. Schopf, C. Klein (eds.). Cambridge, Cambridge Univ. Press 1992, p. 117—128.