

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.72:550.42(571.51)

ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

И.А. Вишневская, Е.Ф. Летникова

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

Методом Sr- и C-изотопной хемотратиграфии установлен временной интервал седиментации карбонатных отложений венд-кембрийского шельфа Тувино-Монгольского микроконтинента. Изучение изотопных характеристик Sr (0.70725–0.70873), вариаций значений $\delta^{13}\text{C}$ (от +10.5 до –3.5 ‰) и их сопоставление с данными, полученными для опорных разрезов Сибири, Африки, Центральной Азии, Австралии, Южной Америки и о. Шпицберген, позволили установить, что накопление исследованных карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента происходило 600–520 млн л.н. Наиболее древними отложениями являются карбонаты мурэнской свиты и базальные горизонты боксонской серии в районе р. Уха-Гол. Осадконакопление этих пород началось после глобального события — оледенения Марино.

Изотопная хемотратиграфия, венд, неопротерозой, карбонатные породы, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

CHEMOSTRATIGRAPHY OF THE VENDIAN–CAMBRIAN CARBONATE SEDIMENTARY COVER
OF THE TUVA–MONGOLIAN MICROCONTINENT

I.A. Vishnevskaya and E.F. Letnikova

The carbonate sediments from the Vendian–Cambrian shelf of the Tuva–Mongolian microcontinent were dated by Sr and C isotope chemostratigraphy. Analysis of the Sr-isotopic characteristics (0.70725–0.70873) and $\delta^{13}\text{C}$ variations (+10.5 to –3.5‰), as well as their comparison with the data on the key sections of Siberia, Africa, Central Asia, Australia, South America, and Spitsbergen, showed that the carbonate sedimentary cover of the Tuva–Mongolian microcontinent accumulated at 600–520 Ma and the carbonate sediments of the Muren Formation and the basal horizons of the Bokson Group near the Ukha-Gol River are the oldest. Their sedimentation followed the Marinoan global glaciation.

Isotope chemostratigraphy, Vendian, Neoproterozoic, carbonate rocks, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

ВВЕДЕНИЕ

Тувино-Монгольский микроконтинент представляет собой один из крупнейших докембрийских блоков, входящих в Центрально-Азиатский складчатый пояс. В состав его фундамента входят древние архей-раннепротерозойские кристаллические образования Гарганской глыбы и ее неопротерозойской активной континентальной окраины [Kovach et al., 2004; Вещева и др., 2008], породы офиолитовой ассоциации дунжугурского комплекса [Кузмичев, 2004], карбонатные и терригенно-карбонатные отложения рифея [Кузнецов и др., 2010] (рис. 1). Эта структура несогласно перекрывается породами венд-кембрийского чехла, которые накапливались длительное время в условиях открытого шельфа при минимальном вкладе терригенного материала и полном отсутствии вулканогенного и гидротермально привнесенного вещества [Летникова, Гелетий, 2005]. Отложения этого чехла распространены на достаточно большой территории Северной Монголии, Восточного Саяна и представлены отложениями боксонской и хубсугульской серий и мурэнской свиты. Эти осадочные последовательности хорошо обнажены, а также детально литологически изучены на территории месторождений фосфоритов и бокситов, открытых в пределах этой тектонической структуры [Ильина, 1958; Осокин, 1999]. Все это делает данные отложения привлекательными и перспективными для стратиграфических исследований и корреляции с одновозрастными осадочными комплексами как крупных платформ, так и микроконтинентов. При

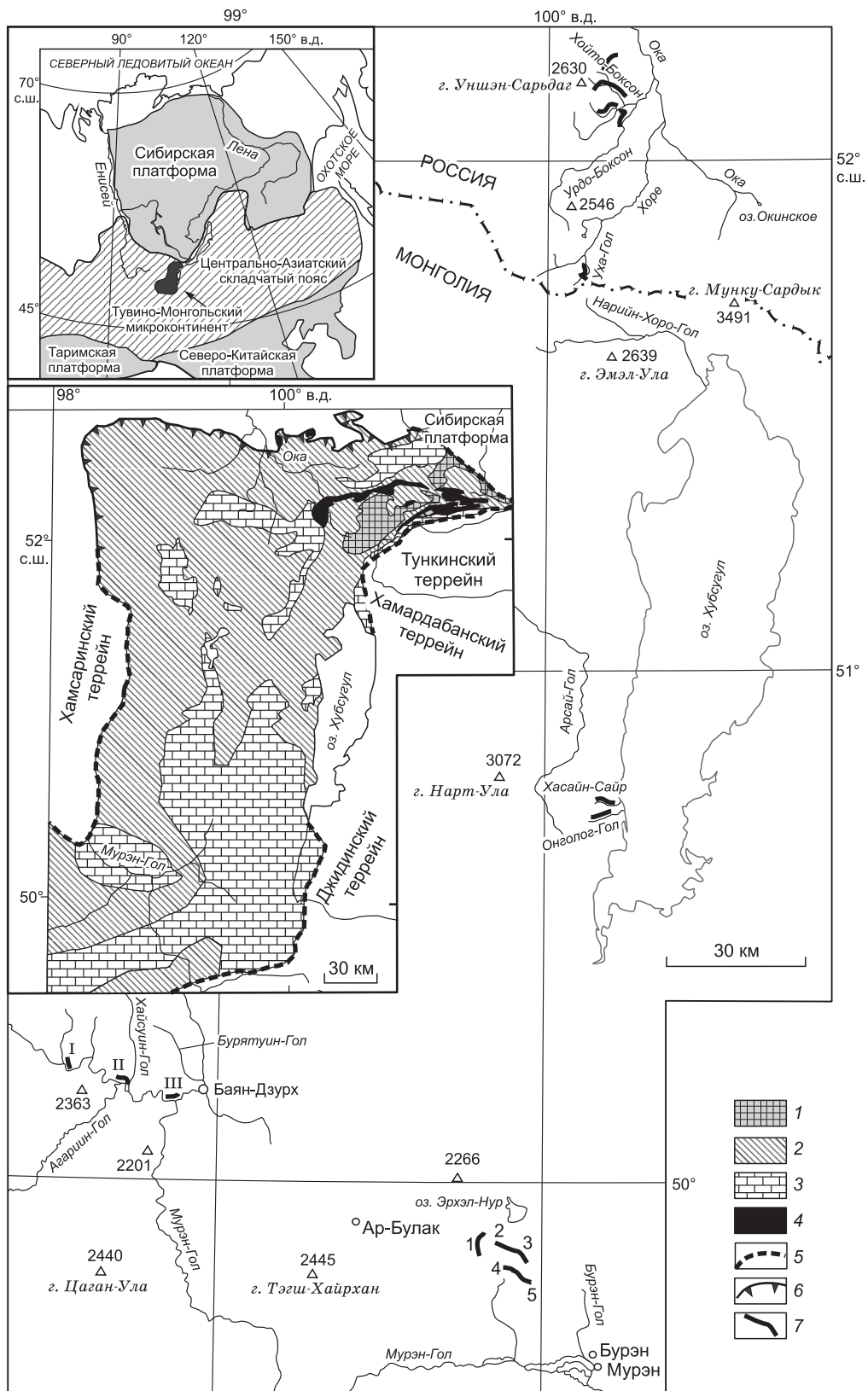


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов карбонатных отложений Тувино-Монгольского микроконтинента (тектоническое строение, по [Кузьмичев, 2004], с упрощениями).

1 — кристаллические образования позднеархейской Гарганской глыбы; 2 — довендский фундамент; 3 — карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента; 4 — островодужные породы дунжургурского офиолитового комплекса; 5, 6 — надвиговые границы микроконтинента: 5 — наблюдаемые, 6 — предполагаемые; 7 — изученные разрезы (описание см. в тексте).

этом однозначно доказать синхронность накопления, а главное одновременность начала седиментации на основе лишь литологических характеристик при практически полном отсутствии находок руководящих органических остатков не представляется возможным. Поэтому целью данного исследования является изучение геохимии и изотопного состава стронция и углерода венд-кембрийских карбонатных пород чехла Тувино-Монгольского микроконтинента и определение временного интервала их накопления методом изотопной хеомстратиграфии.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕНД-КЕМБРИЙСКОГО ЧЕХЛА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Наиболее хорошо изученным объектом в составе венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента является *боксонская серия*, подразделяющаяся на пять свит (снизу вверх): забитскую, табинзуртинскую, хужиртайскую, нюргатинскую и хютенскую (рис. 2). Первые две представлены преимущественно доломитами, остальные — известняками. Нижняя граница серии дискуссионна, в стратотипической местности она проводится по кровле пестроцветной пачки алевролитов хушитайской свиты [Кузмищев, 2004]. В основании забитской свиты выделяется микститовый горизонт, относимый рядом исследователей к тиллитам [Осокин, Тыжинов, 1998]. Отложения серии согласно перекрываются терригенными породами мангатгольской свиты (верхний кембрий—нижний ордовик).

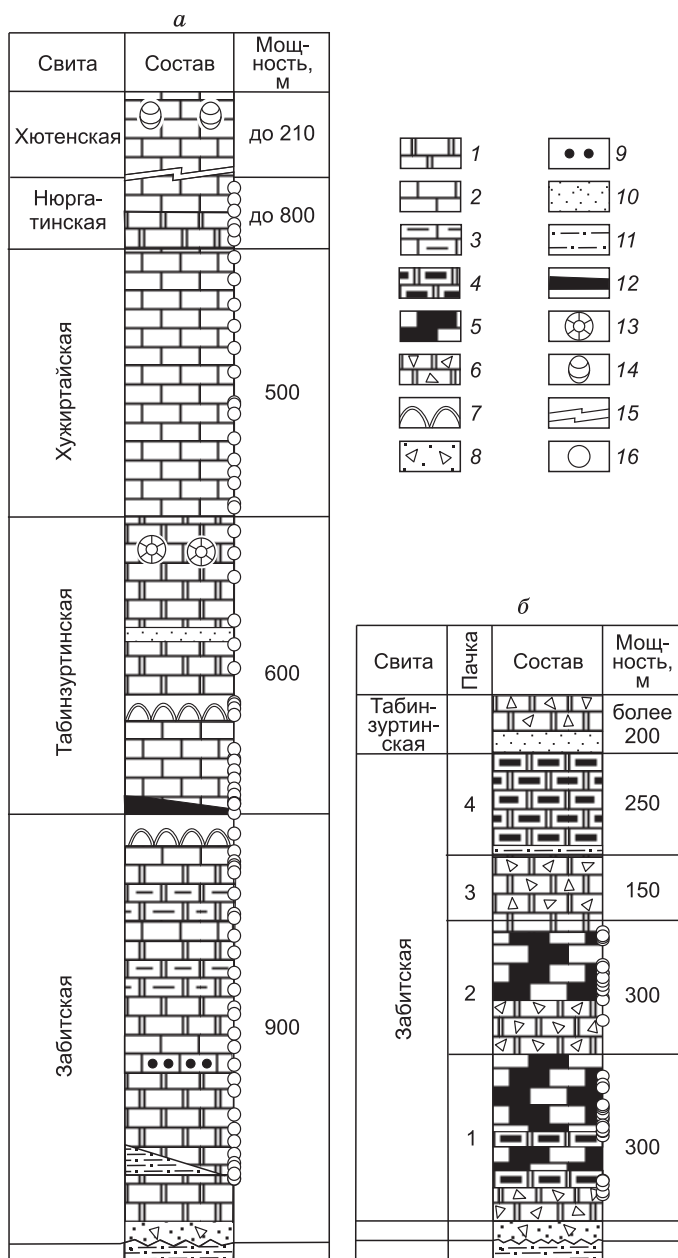
В данной работе рассматриваются два разреза боксонской серии (см. рис. 1). Первый — в районе слияния рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон (стратотипическая местность), второй — в районе р. Уха-Гол, где наиболее полно представлена нижняя часть разреза серии.

В стратотипической местности *забитская свита* (до 1000 м) отличается фациальной изменчивостью и варьирующими мощностями. Верхняя граница свиты четко фиксируется только в бассейне р. Боксон, где в ее кровле выделен бокситоносный горизонт, свидетельствующий о перерыве в осадконакоплении. В районе слияния рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон разрез свиты представлен доломитами с редкими прослоями известняков и переслаиванием фосфатсодержащих доломитов с зернистыми фосфоритами (50—100 м). Породы свиты насыщены микрофитолидами *Vesicularites*, *Glebosites*, *Nubecularites*, *Radiosus*, описаны находки строматолитов [Семихатов, Серебряков, 1967], трубчатой проблематики *Claudina* [Хераскова, Самыгин, 1992], эдиакарской фауны [Геология..., 1988].

Рис. 2. Стратиграфическая колонка отложений боксонской серии с привязкой образцов по разрезу.

a — в районе слияния рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон [Покровский и др., 1999]; *б* — забитская свита по р. Уха-Гол, составленный А.А. Постниковым.

1 — серые массивные, иногда микрофитолидовые доломиты; 2 — известняки; 3 — окремненные карбонаты; 4 — темные до черных доломиты, калькаренины, кальцирудиты; 5 — битуминозные известняки; 6 — доломитовые брекчии; 7 — строматолиты; 8 — тиллиты; 9 — зернистые фосфориты; 10 — кварцевые песчаники; 11 — глинистые сланцы; 12 — бокситы; 13 — находки нижнекембрийских археоциат; 14 — находки трилобитов и брахиопод; 15 — перерыв в наблюдениях; 16 — пробы для хеомстратиграфических исследований.



Более полно разрез этой свиты представлен в районе истока р. Уха-Гол, где валунные алевропелиты и углеродсодержащие известняки объединены в пачку 1, а вышележащие доломиты разделяют на пачки 2, 3 и 4 [Хоментовский и др., 1985]. Именно присутствие в основании свиты известняков делает этот разрез более состоятельным для хемостратиграфических исследований, чем в стратотипической местности.

Табинзуртинская свита (до 1300 м) фациально имеет много общих черт с забитской и представлена в основном микрофитолитовыми (*Osagia*, *Volvatella*, *Vesicularites*, *Nubecularites*, *Glebosites*) и строматолитовыми (*Linella*, *Stratifera*) доломитами. Породы верхней части свиты содержат водоросли *Renalcis* и археоциаты раннекембрийского возраста [Геология..., 1988]. Свита не имеет четкой границы с вышележащей хужиртайской, так как последняя нередко тоже сложена доломитами и только при преобладании в ней известняков возможно их разделение.

Хужиртайская свита (до 500 м) сложена археоциато-водорослевыми известковистыми биогермами, разделенными горизонтами доломитов, карбонатных брекчий и известняков с остатками трилобитов и брахиопод [Хераскова, Самыгин, 1992].

Нюргатинская (до 800 м) и *хютенская свиты* (до 210 м), в отличие от описанных выше толщ, практически полностью сложены разнообразными слоистыми, глинистыми и массивными известняками. В последней обнаружены остатки трилобитов и брахиопод. Контакт между этими свитами достоверно не установлен и рассматривается как предполагаемый [Геология..., 1988].

Для отложений боксонской серии ранее были получены данные по распределению стабильных (С-О) изотопов [Покровский и др., 1999]. На основании корреляции изотопно-углеродных и изотопно-кислородных кривых боксонской серии с аналогичными кривыми, полученными для типовых венд-кембрийских разрезов Сибирской платформы и Западной Монголии, подтвержден вендский возраст забитской свиты. Нижние 75—100 м разреза отложений табинзуртинской свиты также отвечают венду, а остальная ее часть — нижнему кембрию. Подтверждение этому было получено при изучении пилотной коллекции карбонатных отложений боксонской серии методом Sr-изотопной хемостратиграфии [Кузнецов и др., 2010].

Изучение карбонатных отложений *хубсугульской серии* проходило в пределах двух месторождений фосфоритов Северной Монголии — Хубсугульского и Бурэнханского (рис. 1, 3). Существуют несколько вариантов деления этой серии на свиты [Ильин, 1973; Осокин, 1999; Еганов и др., 1999]. В данной работе используется расчленение серии, предложенное П.В.Осокиным [1999] (см. рис. 3). Однако ввиду того, что проведение корректной корреляции отложений по выделенным свитам в пределах этих двух месторождений затруднено из-за более поздних тектонических деформаций, то в дальнейшем при наших исследованиях серия делилась на нижнюю (дофосфатную) и верхнюю (надфосфатную) части.

Отложения хубсугульской серии залегают с перерывом на терригенных породах дархатской серии, представленных в верхней части разреза горизонтом тиллитов (20—50 м) [Осокин, Тыжинов, 1998]. В основании

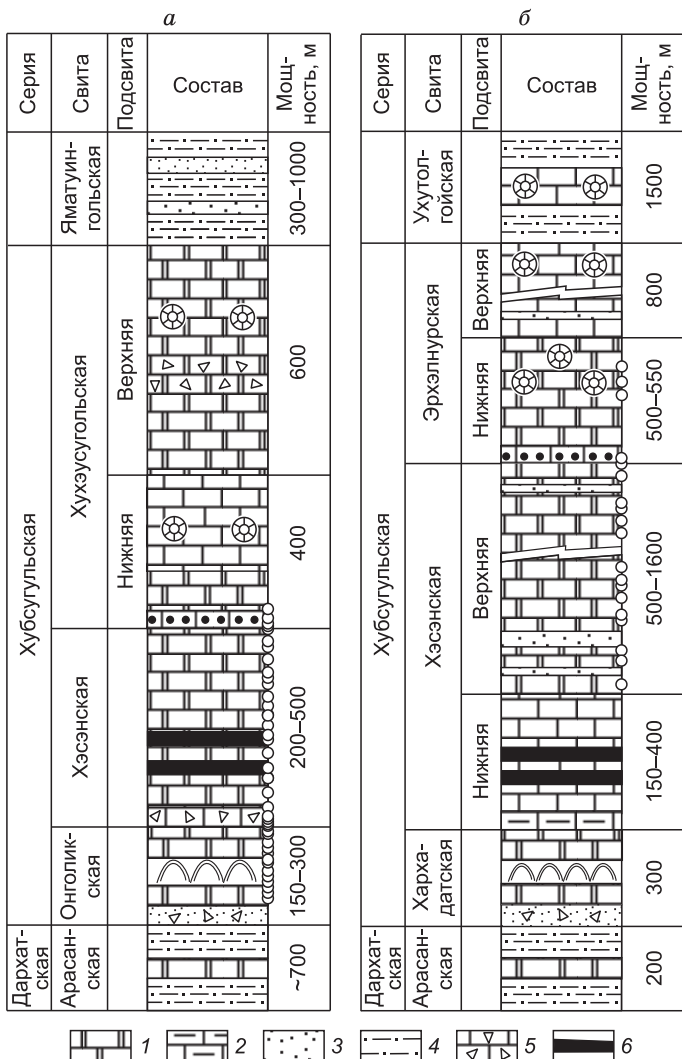


Рис. 3. Стратиграфические колонки отложений хубсугульской серии в районе Хубсугульского (а) и Бурэнханского (б) месторождений [Осокин, 1999].

1 — доломиты; 2 — кремнистые известняки; 3 — песчаники; 4 — алевролиты, сланцы; 5 — карбонатные брекчии; 6 — пластовые фосфориты. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

Рис. 4. Стратиграфическая колонка отложений мурэнской свиты Западного Прихубсугулья, верховья р. Мурэн-Гол [Гибшер, Бат-Ирээдуй, 1990], с привязкой образцов по разрезу.

1 — песчаники; 2 — аргиллиты, алевролиты; 3 — вулканогенно-осадочные породы; 4 — массивные известняки; 5 — черные тонкоплитчатые известняки; 6 — запесоченные известняки; 7 — кремнистые прослойки и стяжения. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.

хубсугульской серии отмечено переслаивание черных доломитов, доломитизированных известняков, в том числе онколитовых. В средней части разреза прослеживается фосфоритовый горизонт (120 м). На фосфоритах согласно залегают серые доломиты и доломитизированные известняки. Далее доломиты сменяются известняками черного и темно-серого цвета, часто глинистыми. По всему разрезу надфосфатной части разреза установлены трилобиты и археоциаты ботомского яруса нижнего кембрия [Коробов, 1989].

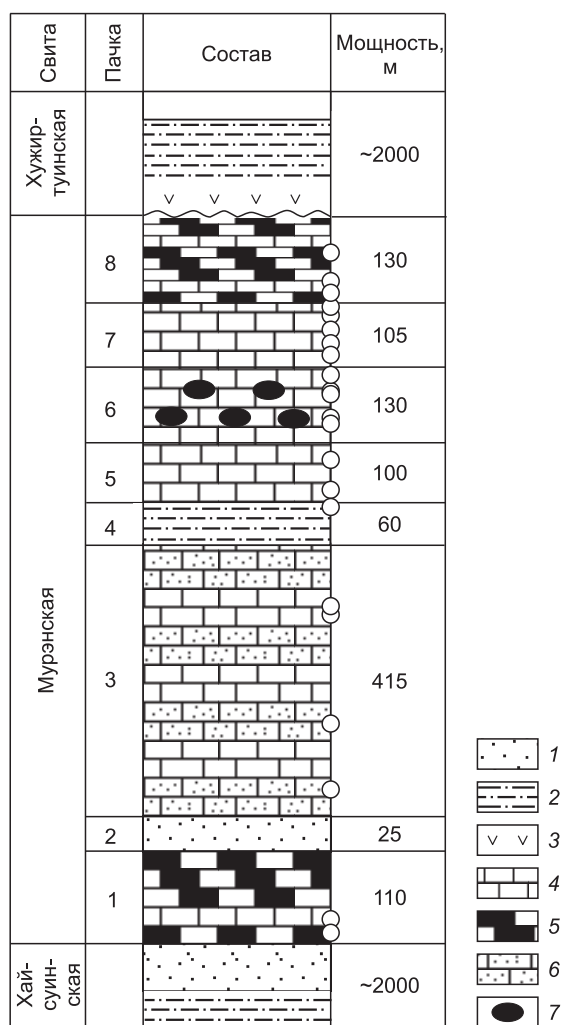
В юго-западной части Тувино-Монгольского микроконтинента были изучены карбонатные отложения мурэнской (агарингольской) свиты, которая согласно залегает на терригенных породах хайсуинской свиты (см. рис. 1, 4). Породы этой свиты широко распространены в бассейне рек Бусин-Гол, Агариин-Гол и Мурэн-Гол (Северная Монголия) [Гибшер, Бат-Ирээдуй, 1990]. Нижняя часть мурэнской свиты представлена переслаиванием пачек и линз черных мелко-, среднезернистых известняков с подчиненным количеством углеродистых и кремнистых сланцев. Далее мурэнская свита сложена преимущественно битуминозными известняками. Присутствие рассеянного углистого вещества и тонкая горизонтальная слоистость известняков свидетельствует об относительно глубоководной обстановке седиментации — ниже волнового базиса. В верхней части разреза присутствуют органогенные водорослевые известняки неясной таксономической принадлежности. Возраст отложений мурэнской свиты ввиду отсутствия находок руководящей биоты условен. Свидетельство вендского возраста отложений этой свиты получены при изучении пилотной коллекции карбонатных отложений методом Sr-изотопной хемотратиграфии [Кузнецов и др., 2010]. Общая мощность мурэнской свиты на этом участке составляет 1075 м.

Нами было изучено три разреза отложений мурэнской свиты (см. рис. 1, разрезы I—III). Для разрезов I и III границы свит (подошва или кровля) обнаружить не удалось. Изучение разреза II (Агарингольского) было начато от четко зафиксированного нижнего контакта свиты с терригенными породами хайсуинской свиты (см. рис. 4).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

При полевых работах, а в дальнейшем при петрографических исследованиях отбирались породы, в наименьшей степени подвергшиеся постседиментационным преобразованиям, нарушающим первичную изотопную систему. В современной практике используется набор геохимических критериев (для известняков: $Mg/Ca \leq 0.024$, $Mn/Sr \leq 0.2$, $Fe/Sr \leq 5.0$, для доломитов: $Mg/Ca \leq 0.608$, $Mn/Sr \leq 1.2$, $Fe/Sr \leq 3.0$, $\delta^{18}O_{SMOW} > 20 \text{‰}$) [Kaufman et al., 1993; Семихатов и др., 1998; Кузнецов и др., 2003; Xiao et al., 2004], которые являются индикаторами перераспределения малых элементов в процессе постседиментационной перекристаллизации.

Содержания Fe, Mg, Mn, Ca, Sr измерялись атомно-абсорбционным методом на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA Spectrometr (аналитик О.Г. Галкова, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Для образцов, прошедших петрографическое и геохимическое тестирование, были выполнены изотопные исследования с разложением по стандартной методике селективного растворения [Горохов и др., 1995]. Выде-



ление Rb и Sr осуществлялось на кварцевых хроматографических колонках, заполненных катионитом Dowex AG W50x8 с размером зерен 200—400 меш, элюентом служил 2N HCl.

Измерения изотопного состава и содержания стронция проводились на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Содержание рубидия и стронция в карбонатной фракции определялись методом изотопного разбавления с применением индикаторов ^{87}Rb и ^{84}Sr . Измерения концентраций рубидия выполнялись на одноколлекторном масс-спектрометре МИ-1201Т (ИГМ СО РАН) в двухлучевом режиме. Правильность определения изотопных отношений стронция контролировалась параллельным измерением в каждой серии образцов изотопного стандарта ВНИИМ, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в котором составляло 0.70800 ± 0.00007 ($2\sigma_{\text{cp}}$, $n = 15$), и SRM-987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71026 \pm 0.00006$, $2\sigma_{\text{cp}}$, $n = 8$).

Для анализа изотопного состава кислорода и углерода в карбонатном веществе использовали приборный комплекс, состоящий из масс-спектрометра Finnigan MAT-253 и линии пробоподготовки Gas Bench II (ИГМ СО РАН, аналитик О.П. Изох). Измерение изотопного состава С и О происходило методом проточной масс-спектрометрии в постоянном потоке гелия. Точность измерений контролировалась по международным (NBS19, $\delta^{13}\text{C} = 1.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 28.6\text{‰}$), российским (ДВГИ, $\delta^{13}\text{C} = 1.2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 32.7\text{‰}$) и внутрिलाбораторным (Ca770) стандартам и составляла 0.1 ‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ значений. Все значения приводятся в промилле (‰), $\delta^{13}\text{C}$ относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ относительно стандарта SMOW.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Боксонская серия

Базальные горизонты этой серии наиболее полно представлены в разрезе забитской свиты по *р. Уха-Гол*. По результатам атомно-абсорбционного анализа (данные А.Б. Кузнецова) выявлено, что большинство образцов из этого разреза являются доломитами ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.54\text{—}0.64$) (таблица), в подчиненном количестве отмечаются известняки ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.02\text{—}0.17$). Образцы с наименьшим содержанием силикокластической примеси (0.2—5.0 мас. %) находятся в верхней части свиты (250—600 м от подошвы). В остальных пробах содержание терригенной составляющей превышает 10 мас. %. По геохимическим параметрам породы свиты разнообразны. Повышенные концентрации Mn и Fe встречаются в 30-метровом отрезке в средней части разреза, где содержания этих элементов составляют 1000—2900 и 600—960 г/т соответственно. В кровле свиты содержания Mn варьируют в интервале 430—1270 г/т, а Fe — 2200—4700 г/т (рис. 5). Особенно велико количество Fe (6000—8000 г/т) в образцах с большой долей (13—26 мас. %) терригенной примеси. Концентрация Sr в породах довольно низкая, в образцах с минимальной силикокластической примесью достигает 80—120 г/т. Минимальные отношения Mn/Sr и Fe/Sr отмечены в нижней части разреза (120—150 м от подошвы свиты) и составляют 0.02—0.1 и 0.25—3.1 соответственно (см. таблицу). В остальных пробах эти показатели превышают критические значения, установленные для стронциевой изотопной хеостратиграфии [Кузнецов и др., 2003]. Для дальнейшего изучения изотопного состава стронция было отобрано пять образцов, полностью удовлетворяющих критериям, и девять — с близкими ($\text{Mn}/\text{Sr} = 0.34\text{—}4.2$, $\text{Fe}/\text{Sr} = 6.1\text{—}29.9$) к критериальным отношениями. При этом большинство образцов удовлетворяет параметрам, принятым для С-изотопной хеостратиграфии (для доломитов $\text{Mn}/\text{Sr} \leq 6$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 15$, для известняков $\text{Mn}/\text{Sr} \leq 4$, $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 10$ [Подковыров и др., 1998]), кроме тех, которые находятся в областях повышенных концентраций Fe и Mn (160—190 м от подошвы и в кровле свиты). Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ для всех образцов варьируют в пределах 20.8—28.8 ‰ (см. рис. 5) и указывают на незначительные вторичные преобразования. Лишь в обр. SB4-1 в подошве свиты выявлено низкое значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 15.2\text{‰}$ (см. таблицу).

Разрез на стрелке рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон (стратотип). Под микститовым горизонтом, подстилающим основание боксонской серии, выделяется пачка (образцы K5/158—K5/166, см. таблицу), представленная чередованием известняков ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.001\text{—}0.016$) и доломитов ($\text{Mg}/\text{Ca} \approx 0.55$). В них содержится от 2 до 25 мас. % терригенной примеси. Содержание Mn в образцах с небольшим количеством алюмосиликатной составляющей 10—240 г/т и достигает 1000 г/т с повышением доли терригенной примеси. Количество Fe распределено неравномерно и составляет от 380 до 6330 г/т (см. рис. 5, таблицу). Концентрации Sr возрастают от 50 до 100 г/т, в редких случаях достигая 2050 г/т. Все образцы с низкой долей терригенной составляющей подходят для С-изотопной хеостратиграфии, но для измерения изотопного состава стронция отобран только один известняк ($\text{Mn}/\text{Sr} = 0.05$, $\text{Fe}/\text{Sr} = 0.1$).

Забитская свита. В разрезе преобладают известковистые доломиты ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.52\text{—}0.56$). В верхней половине разреза (450 м от подошвы свиты) диагностирован доломитистый известняк ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.1$). В целом породы содержат 2—10 мас. % терригенной примеси. Лишь некоторые образцы из нижней части свиты содержат до 17 мас. % этой примеси, более высокие содержания терригенной примеси (более 29 мас. %) обнаружены в 200 м от подошвы. Отмечены высокие концентрации Fe (1300—7600 г/т) и Mn

**Rb-Sr и геохимическая характеристика венд-кембрийских карбонатных пород
Тувинно-Монгольского микроконтинента**

Номер образца	Положение образца ¹	Доля СП ² , %	Содержание, г/г						Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измеренное	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ первичное
			Mn	Fe	Sr	Rb ³	Mg	Ca				‰				
Боксонская серия, стрелка рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон																
Подбоксонские отложения (подмикстивый горизонт)																
K5/158	-45	15.9	10	530	50	—	125000	221000	0.200	11	0.566	—	—	—	—	—
K5/159	-40	98.5	2130	520130	—	—	50000	93000	0	0.0	0.538	—	—	—	—	—
K5/161	-35	24.7	10	970	1860	—	6000	387000	0.005	0.52	0.016	—	—	—	—	—
K5/162	-30	6.4	10	210	2050	0.02	300	398000	0.005	0.10	0.001	—	—	0.00003	0.70832	0.70832
K5/163	-25	16.3	920	7690	60	—	117000	211000	15	128	0.555	4.7	27.9	—	—	—
K5/222	-25	3.6	90	2880	50	—	123000	223000	1.8	58	0.552	2.0	27.9	—	—	—
K5/223	-20	4.5	60	3440	50	—	120000	226000	1.2	69	0.531	1.6	29.6	—	—	—
K5/164	-15	10.1	1070	5020	100	—	103000	186000	11	50	0.554	4.9	27.8	—	—	—
K5/165	-10	2.8	240	380	40	—	150000	218000	6	10	0.688	—	—	—	—	—
K5/166	-4	17.4	540	6330	80	—	113000	211000	7	79	0.536	4.6	29.8	—	—	—
Забитская свита																
K5/167	15	5.5	1150	1990	140	—	109000	196000	8	14	0.556	-0.6	25.4	—	—	—
K5/168	30	5.3	930	1280	210	—	115000	221000	4.4	6	0.520	-0.1	26.3	—	—	—
K5/169	60	5.5	270	520	50	—	113000	206000	5.4	10	0.549	-2.1	25.0	—	—	—
K5/170	90	2.3	450	450	60	—	116000	209000	8	8	0.555	-2.0	24.7	—	—	—
K5/171	120	4.2	280	400	50	—	122000	219000	6	8	0.557	-2.4	26.2	—	—	—
K5/172	170	1.9	660	530	30	—	121000	215000	22	18	0.563	0.2	28.4	—	—	—
K5/173	200	29.3	100	750	30	—	119000	213000	3.3	25	0.559	-0.7	27.4	—	—	—
K5/174	230	3.8	130	770	30	—	124000	224000	4.3	26	0.554	0.3	30.1	—	—	—
K5/179	430	2.1	160	480	170	0.08	30500	318000	0.94	2.8	0.096	-2.9	22.4	0.00150	0.70819	0.70817
K5/180	470	5.4	460	430	20	—	125000	220000	23	22	0.568	1.6	30.9	—	—	—
K5/181	510	3.0	90	660	40	—	122000	218000	2.3	17	0.560	-0.3	28.8	—	—	—
K5/182	780	19.1	410	8730	50	—	122000	219000	8.2	175	0.557	0.2	28.7	—	—	—
K5/183	795	4.4	100	6360	60	—	120000	221000	1.7	106	0.543	0.3	28.3	—	—	—
Табинзуртинская свита																
K5/189	850	1.2	160	1500	52	—	116000	233000	3.1	29	0.498	-0.3	28.1	—	—	—
K5/191	870	2.3	10	470	40	—	123000	218000	0.25	12	0.564	-0.8	24.7	—	—	—
K5/194	1000	16.2	30	1000	80	—	122000	203000	0.35	13	0.601	-3.5	21.0	—	—	—
K5/196	1025	60.1	40	6400	150	—	113000	211000	0.25	43	0.536	-4.0	25.5	—	—	—
K5/197	1100	4.4	10	380	82	0.10	120000	228000	0.16	4.6	0.526	-2.0	26.0	0.00334	0.70825	0.70822
K5/198	1150	2.1	10	370	86	0.04	119000	235000	0.10	4.3	0.506	-1.6	25.8	0.00103	0.70821	0.70820
K5/200	1230	98.9	550	22560	120	—	102000	212000	4.6	188	0.481	—	—	—	—	—
K5/201	1300	3.6	15	640	100	—	118000	215000	0.150	6	0.549	-2.8	25.7	—	—	—
K5/202	1350	1.0	10	600	76	—	110000	210000	0.132	8	0.524	-1.9	26.3	—	—	—
K5/203	1390	6.8	30	770	62	—	119000	229000	0.47	12	0.520	—	—	—	—	—
K5/204	1400	8.7	40	950	66	—	121000	211000	0.62	14	0.573	—	—	—	—	—
K5/205	1420	18.8	30	1800	68	—	123000	209000	0.44	26	0.589	—	—	—	—	—
K5/206	1450	2.5	25	1000	93	—	113000	194000	0.280	11	0.582	—	—	—	—	—
K5/154	1750	13.2	10	600	80	—	121000	224000	0.125	7.5	0.540	—	—	—	—	—
Хужиртайская свита																
K5/155	1760	3.6	10	390	70	—	122000	216000	0.143	5.6	0.565	—	—	—	—	—
K5/156	1770	8.2	20	410	90	0.02	122000	2159000	0.222	4.6	0.057	—	—	0.00079	0.70848	0.70847
K5/157	1780	3.3	10	300	90	0.03	116000	208000	0.111	3.3	0.558	—	—	0.00090	0.70845	0.70844

Продолжение табл.

Номер образца	Положение образца ¹	Доля СП ² , %	Содержание, г/т						Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное
			Mn	Fe	Sr	Rb ³	Mg	Ca				‰				
K5/209	1970	1.3	25	1100	1200	—	112000	197000	0.020	0.92	0.569	-0.4	25.0	—	—	—
K5/212	2000	0.7	20	1400	240	0.06	107000	213000	0.092	5.8	0.502	-0.1	24.6	0.00085	0.70850	0.70849
Нюргатинская свита																
K5/216	2400	0.5	35	540	130	0.09	106000	225000	0.262	4.2	0.471	—	—	0.00194	0.70854	0.70852
K5/219	2420	0.9	25	900	230	0.10	99000	243000	0.113	3.9	0.407	-0.9	25.4	0.00143	0.70855	0.70854
K5/150	2500	2.4	20	380	140	0.06	52000	314000	0.143	2.7	0.166	—	—	0.00113	0.70859	0.70858
K5/151	2520	2.6	30	80	80	0.10	122000	222000	0.375	1.0	0.550	—	—	0.00351	0.70833	0.70830
K5/152	2570	2.7	30	770	120	—	55000	298000	0.250	6.4	0.185	—	—	—	—	—
K5/153	2600	2.3	10	180	550	0.05	11000	365000	0.018	0.33	0.030	—	—	0.00030	0.70873	0.70873
Забитская свита р. Уха-Гол																
SB4-1	-22	4.8	420	380	180	—	—	—	2.3	2.1	0.080	5.7	15.2	—	—	—
SB4-2	-20	3.4	360	240	180	0.29	—	—	2.0	1.3	0.060	5.9	20.8	0.00443	0.70756	0.70752
SB4-4	2	10.1	170	3400	270	—	—	—	0.63	13	0.450	3.3	28.2	—	—	—
SB4-5	5	27	480	17800	300	—	—	—	1.6	59	0.540	-1.8	23.1	—	—	—
SB4-6	10	17.2	150	810	130	0.12	—	—	1.2	6	0.650	0.2	26.6	0.00229	0.70735	0.70733
SB4-7	15	38.5	130	600	180	0.14	—	—	0.72	3.3	0.640	2.4	28.7	0.00237	0.70727	0.70725
SB4-8	120	28.4	70	3400	2700	0.13	—	—	0.026	1.3	0.040	4.4	23.5	0.00012	0.70755	0.70755
SB4-9	130	22.2	110	4300	1400	—	—	—	0.079	3.1	0.170	7.3	25.6	—	—	—
SB4-10	135	18.8	100	4400	1900	0.02	—	—	0.053	2.3	0.140	7.7	25.5	0.00003	0.70732	0.70732
SB4-11	140	9.7	90	4100	1800	0.02	—	—	0.050	2.3	0.170	7.7	25.3	0.00003	0.70733	0.70733
SB4-12	145	7.4	20	30	1000	—	—	—	0.020	0.03	0.020	6.9	24.2	—	—	—
SB4-13	150	8.1	50	120	490	0.03	—	—	0.102	0.24	0.030	-5.2	23.1	0.00017	0.70728	0.70728
SB4-14	160	16.5	450	1100	90	—	—	—	5.0	12	0.630	0.2	25.4	—	—	—
SB4-15	162	22.8	2900	960	60	—	—	—	48	16	0.610	0.1	26.2	—	—	—
SB4-16	175	22.3	1600	740	60	0.43	—	—	27	12	0.630	0	26.2	0.01506	0.708450	0.70837
SB4-17	178	24.8	1400	950	30	—	—	—	47	32	0.650	0.3	25.2	—	—	—
SB4-18	185	32.1	1700	930	80	—	—	—	21	12	0.610	0.3	25.1	—	—	—
SB4-19	190	19.9	1100	590	70	—	—	—	16	8	0.620	1.1	25.7	—	—	—
SB4-20	195	17.2	340	810	80	0.28	—	—	4.3	10	0.640	3.7	25.6	0.00841	0.70851	0.70844
SB4-21	210	3.1	60	310	110	0.10	—	—	0.55	2.8	0.550	2.5	26	0.00197	0.70786	0.70784
SB4-22	235	2.3	140	300	110	—	—	—	1.3	2.7	0.510	6.8	24.8	—	—	—
SB4-23	240	4.3	190	330	110	—	—	—	1.7	3.0	0.630	2.3	24.7	—	—	—
SB4-24	245	5	170	150	90	—	—	—	1.9	1.7	0.660	-0.9	28.1	—	—	—
SB4-28	400	0.5	30	440	70	0.01	—	—	0.43	6	0.590	1.9	25.1	0.00071	0.70836	0.70836
SB4-29	450	1.8	20	330	70	—	—	—	0.29	4.7	0.630	3	27.1	—	—	—
SB4-30	455	0.8	30	590	80	—	—	—	0.38	7	0.010	2.4	26.5	—	—	—
SB4-31	475	0.6	30	320	70	—	—	—	0.43	4.6	0.640	2.7	25.1	—	—	—
SB4-32	485	0.6	30	400	70	—	—	—	0.43	5.7	0.630	2.2	25.1	—	—	—
SB4-33	495	0.2	30	310	60	0.01	—	—	0.50	5.2	0.670	2.3	28.8	0.00075	0.70817	0.70817
SB4-34	505	2.5	70	880	100	—	—	—	0.70	9	0.590	4.1	24.6	—	—	—
SB4-35	515	2.1	180	2300	90	—	—	—	2.0	26	0.490	2.4	22.6	—	—	—
SB4-36	516	1.2	110	900	90	0.06	—	—	1.2	10	0.580	2.9	24.5	0.00188	0.70852	0.70851
SB4-37	530	0.9	40	2600	80	—	—	—	0.50	33	0.600	3.50	26.2	—	—	—
SB4-38	535	1	40	2200	70	0.01	—	—	0.57	31	0.560	3.50	26.3	0.00062	0.70846	0.70845
SB4-39	595	3.9	210	4600	80	—	—	—	2.6	58	0.740	1.40	25.2	—	—	—
SB4-40	600	26	430	8400	80	—	—	—	5.4	105	0.640	0.60	24.3	—	—	—

Номер образца	Положение образца ¹	Доля СП ² , %	Содержание, г/г						Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное
			Mn	Fe	Sr	Rb ³	Mg	Ca				‰				
SB4-44	605	1.1	1300	2200	90	—	—	—	14	24	0.750	0.10	27.1	—	—	—
SB4-46	615	12.5	190	6100	70	—	—	—	2.7	87	0.820	2.00	28.7	—	—	—
Хубсугульская серия. Бурэнханское месторождение																
Разрез 1																
MB5-1	5	3.2	60	140	230	—	1600	402000	0.261	0.61	0.004	0.63	20.55	—	—	—
MB5-2	10	12.7	15	120	200	0.11	1300	412000	0.075	0.60	0.003	1.75	19.59	0.0016	0.70826	0.70825
MB5-3	15	10.6	30	20	170	0.02	1200	408000	0.176	0.12	0.003	0.41	21.64	0.0002	0.70829	0.70829
MB5-4	25	1.0	170	50	270	—	1100	331000	0.630	0.19	0.003	0.73	20.10	—	—	—
Разрез 2																
MB5-5	5	2.4	10	130	100	0.03	101000	227000	0.100	1.3	0.445	-1.07	23.92	0.0007	0.70839	0.70838
MB5-6	15	10.4	10	160	40	—	124600	204000	0.250	4.0	0.611	3.20	25.94	—	—	—
MB5-7	30	12.9	10	260	50	—	108300	225000	0.200	5.2	0.481	3.17	27.07	—	—	—
MB5-8	45	17.0	10	50	200	—	1800	395000	0.050	0.25	0.005	-0.93	20.12	—	—	—
MB5-9	60	17.0	10	60	290	0.08	1500	419000	0.034	0.21	0.004	-2.43	17.06	0.0007	0.70839	0.70838
Разрез 3																
MB5-10	10	20.2	10	80	260	—	1300	392000	0.038	0.31	0.003	-1.19	16.00	—	—	—
MB5-11	20	29.9	10	50	320	0.06	1600	399000	0.031	0.16	0.004	-1.44	17.59	0.0005	0.70820	0.70820
MB5-12	30	30.9	10	130	340	0.05	1900	416000	0.029	0.38	0.005	-2.65	21.47	0.0004	0.70824	0.70824
MB5-13	35	30.7	10	100	300	—	1900	406000	0.033	0.33	0.005	-2.75	20.23	—	—	—
MB5-14	40	21.4	10	70	90	0.06	1300	379000	0.111	0.78	0.003	-2.88	20.06	0.0009	0.70822	0.70821
MB5-16	80	25.8	10	60	250	—	64500	306000	0.040	0.24	0.211	-1.47	20.03	—	—	—
Разрез 4																
MB5-18	10	29.2	5	50	510	0.05	1800	399000	0.010	0.10	0.005	0.68	16.90	0.0003	0.70820	0.70820
MB5-19	20	3.0	10	40	300	—	3100	409000	0.033	0.13	0.008	1.27	18.26	—	—	—
MB5-20	30	2.1	5	40	1550	0.07	11100	372000	0.003	0.03	0.030	-0.61	17.64	0.0002	0.70812	0.70812
MB5-21	40	3.0	20	100	80	—	108300	203000	0.250	1.3	0.533	-1.32	25.87	—	—	—
MB5-22	45	6.0	5	210	90	—	96600	230000	0.056	2.3	0.420	-1.59	29.20	—	—	—
Разрез 5																
MB5-30	10	25.4	10	270	20	—	116300	173000	0.500	13.5	0.672	1.66	25.83	—	—	—
MB5-31	30	2.9	15	100	20	0.01	102100	196000	0.750	5.0	0.521	1.21	28.90	0.0005	0.70821	0.70821
MB5-32	40	3.7	10	80	20	—	98300	210000	0.500	4.0	0.468	1.25	26.53	—	—	—
MB5-33	45	2.0	5	150	30	—	99600	209000	0.167	5.0	0.477	2.34	27.91	—	—	—
MB5-34	50	1.9	5	100	60	0.04	110500	244000	0.083	1.7	0.453	2.66	28.57	0.0004	0.70802	0.70802
MB5-35	55	1.2	15	100	40	—	104500	211000	0.375	2.5	0.495	2.68	29.00	—	—	—
MB5-36	60	1.5	5	80	30	0.01	113000	229000	0.058	2.7	0.493	2.97	28.94	0.0006	0.70800	0.70800
MB5-37	70	10.2	5	110	30	—	125800	244000	0.167	3.7	0.516	2.96	29.28	—	—	—
Хубсугульская серия. Хубсугульское месторождение																
M9-1/1	0	7.8	30	70	30	—	122000	212000	1.0	2.3	0.575	1.7	28.4	—	—	—
M9-2	5	5.7	40	140	130	0.037	114000	221000	0.31	1.1	0.516	1.1	19.6	0.00100	0.708391	0.708384
M9-3	10	9.3	60	150	60	—	118000	204000	1.0	2.5	0.578	2.7	24.7	—	—	—
M9-3/1	10	10.3	60	160	60	—	118000	206000	1.0	2.7	0.573	2.9	25.9	—	—	—
M9-4/1	22	10.3	50	140	50	—	133000	247000	1.0	2.8	0.538	—	—	—	—	—
M9-4	22	11.3	50	280	60	—	133000	251000	0.83	4.7	0.530	—	—	—	—	—
M9-5	37	7.4	40	230	60	0.040	131000	248000	0.67	3.8	0.528	2.5	21.4	0.00216	0.70829	0.70828
M9-6	47	20.8	100	600	70	—	138000	258000	1.4	8.6	0.535	3.0	23.6	—	—	—
M9-7/1	67	28.0	1300	12800	520	—	38800	376000	2.5	25	0.103	2.6	17.4	—	—	—

Номер образца	Положение образца ¹	Доля СП ² , %	Содержание, г/г						Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измеренное	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ первичное
			Mn	Fe	Sr	Rb ³	Mg	Ca				%				
M9-8	77	45.5	2300	28900	120	—	112000	248000	19	241	0.452	2.6	28.2	—	—	—
M9-9	127	13.8	720	240	130	—	99000	216000	5.5	1.8	0.458	-2.4	28.2	—	—	—
M9-10	132	62.6	370	3200	100	—	128000	264000	3.7	32	0.485	-4.7	26.9	—	—	—
M9-11	152	12.8	30	200	1400	0.100	5800	351000	0.021	0.14	0.017	1.8	21.7	0.00016	0.708620	0.70862
M9-12/1	177	14.1	1200	2500	70	—	135000	249000	17	36	0.542	0.8	26.1	—	—	—
M9-13	180	3.7	470	1300	60	—	133000	245000	8	22	0.543	-0.4	25.9	—	—	—
M9-15	195	3.7	70	240	50	—	131000	238000	1.4	4.8	0.550	-0.1	26.0	—	—	—
M9-16	245	8.4	110	600	50	—	121000	221000	2.2	12	0.548	0.4	28.0	—	—	—
M9-17	285	6.3	90	590	50	0.041	120000	223000	1.8	12	0.538	0.4	26.3	0.00203	0.70817	0.70816
M9-18	325	10.3	40	160	50	—	118000	216000	0.80	3.2	0.546	0.1	26.1	—	—	—
M9-19	425	3.3	160	600	50	—	105000	192000	3.2	12	0.547	0.1	25.4	—	—	—
M9-20	465	22.8	730	3200	90	—	91000	187000	8	36	0.487	-0.2	25.6	—	—	—
M9-21	495	15.0	300	2800	80	—	106500	195000	3.8	35	0.546	-2.3	26.0	—	—	—
M9-22	515	14.2	400	2800	100	—	128000	232000	4.0	28	0.552	-2.4	26.3	—	—	—
M9-23	575	6.2	100	500	80	—	133000	236000	1.3	6.3	0.564	-2.4	26.1	—	—	—
M9-24	675	7.3	40	510	90	0.098	139000	250000	0.44	5.7	0.556	-0.7	24.7	0.00292	0.70828	0.70826
M9-25	875	7.8	30	420	80	0.140	134000	247000	0.38	5.3	0.543	-2.1	25.7	0.00507	0.70823	0.70819
M9-26	879	98.2	40	5600	5	—	1700	2800	8	1120	0.607	—	—	—	—	—
M9-27	882	9.4	40	170	70	0.105	133000	237000	0.57	2.4	0.561	-2.3	26.6	0.00423	0.70825	0.70822
M9-29	884	18.6	170	3500	260	—	46000	355000	0.65	13	0.130	-2.4	25.1	—	—	—
M9-30	889	7.5	20	290	70	—	117000	211000	0.29	4.1	0.555	-1.9	25.9	—	—	—
M9-31	893	79.6	280	13000	140	—	127800	249000	2.0	93	0.513	-2.3	25.5	—	—	—
M9-32	908	4.9	10	60	140	—	22100	395000	0.071	0.43	0.056	-2.5	25.8	—	—	—
M9-33	913	83.7	160	17000	250	—	33000	391000	0.640	68	0.084	-2.9	21.6	—	—	—
M9-34	918	4.8	10	50	180	0.092	29000	342000	0.056	0.28	0.085	-3.3	23.2	0.00134	0.70823	0.70822
M9-35	1018	6.6	20	340	240	—	68000	325000	0.083	1.4	0.209	-2.4	21.9	—	—	—
M9-36	1031	70.7	20	2200	60	—	30	71000	0.333	37	0.000	-1.6	24.1	—	—	—
M9-37	1028	3.6	10	140	210	0.075	48000	349000	0.048	0.67	0.138	-3.2	22.6	0.00109	0.70830	0.70829
M9-38	1030	11.0	20	240	170	—	124000	257000	0.118	1.4	0.482	-2.5	25.7	—	—	—
M9-40	1032	6.3	20	200	240	—	114000	247000	0.083	0.83	0.462	-2.7	25.4	—	—	—
M9-41	1034	3.4	20	140	160	—	104000	292000	0.125	0.88	0.356	-2.6	23.3	—	—	—
M9-42	1134	2.8	10	90	200	0.082	53000	342000	0.050	0.45	0.155	-3.2	20.9	0.00119	0.70825	0.70824
M9-43	1164	3.3	10	120	190	—	6000	390000	0.053	0.63	0.015	-2.7	21.9	—	—	—
M9-44	1204	2.8	10	90	220	—	43000	324000	0.045	0.41	0.133	-2.9	23.4	—	—	—
M9-45	1254	5.0	10	60	340	—	5900	414000	0.029	0.18	0.014	-2.9	23.6	0.00037	0.70833	0.70833
M9-46	1304	6.7	10	70	570	0.073	7000	413000	0.018	0.12	0.017	1.7	11.7	—	—	—
M9-47	1354	3.3	10	70	320	—	19000	369000	0.031	0.22	0.051	-0.7	21.6	—	—	—
M9-48	1404	6.9	10	180	680	—	5800	403000	0.015	0.26	0.014	1.8	24.2	—	—	—
M9-49	1424	5.4	10	90	530	—	35900	370000	0.019	0.17	0.097	1.8	24.3	—	—	—
M9-51	1454	6.9	10	40	1800	0.117	23000	363000	0.006	0.02	0.063	0.3	24.6	0.00017	0.70829	0.70829
M9-53	1504	5.5	10	100	360	—	64500	322000	0.028	0.28	0.200	0.0	24.9	—	—	—
M9-54	1594	2.3	10	40	490	0.281	3200	425000	0.020	0.08	0.008	-1.9	22.4	0.00157	0.70830	0.70829
M9-55	1674	0.5	5	40	310	—	21000	356000	0.016	0.13	0.059	-0.7	21.4	—	—	—
M9-56	1734	5.6	10	90	260	—	33000	362000	0.038	0.35	0.091	-0.7	21.7	—	—	—
M9-57	1794	5.0	10	80	270	—	31000	354000	0.037	0.30	0.088	-0.7	24	—	—	—
M9-58	1844	0.3	5	30	290	—	6900	381000	0.017	0.10	0.018	-1.7	24.2	—	—	—
M9-59	1924	3.4	10	40	260	0.068	31000	361000	0.038	0.15	0.086	-0.8	22.1	0.00074	0.70837	0.70837
M9-60	2024	0.3	5	20	250	—	4900	346000	0.020	0.08	0.014	-1.1	23.4	—	—	—
M9-61	2074	3.7	10	50	320	—	2600	405000	0.031	0.16	0.006	-1.1	16.3	—	—	—

Номер образца	Положение образца ¹	Доля СП ² , %	Содержание, г/г						Mn/Sr	Fe/Sr	Mg/Ca	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измеренное	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичное
			Mn	Fe	Sr	Rb ³	Mg	Ca				‰				
Мурэнская свита																
Разрез I																
MM5-31	10	6.4	5	40	2200	—	470	376000	0.002	0.018	0.001	5.60	23.23	—	—	—
MM5-32	20	10.5	10	400	2400	0.12	320	374000	0.004	0.167	0.001	6.07	24.41	0.0002	0.70785	0.70785
MM5-33	30	5.8	10	10	2100	—	230	386000	0.005	0.005	0.001	6.20	24.65	—	—	—
MM5-35	50	8.5	10	20	2100	—	310	383000	0.005	0.010	0.001	6.03	24.83	—	—	—
MM5-36	60	3.7	5	20	1900	—	430	378000	0.003	0.011	0.001	5.59	24.05	—	—	—
MM5-37	70	3.2	5	20	2200	0.12	270	367000	0.002	0.009	0.001	6.26	25.57	0.0002	0.70786	0.70786
MM5-38	80	2.4	5	40	2400	—	310	362000	0.002	0.017	0.001	5.32	23.45	—	—	—
MM5-39	90	30.8	10	70	2200	0.06	290	394000	0.005	0.032	0.001	6.23	26.46	0.0001	0.70784	0.70784
MM5-40	102	41.5	40	100	1800	—	29700	311000	0.022	0.056	0.095	5.80	25.78	—	—	—
MM5-41	110	4.8	10	5	2300	0.04	370	362000	0.004	0.000	0.001	6.30	24.73	0.0001	0.70784	0.70784
MM5-42	120	15.3	10	60	2100	0.03	200	347000	0.005	0.029	0.001	6.30	26.22	0.0001	0.70783	0.70783
MM5-43	130	16.8	5	30	2100	0.09	260	319000	0.002	0.014	0.001	6.44	26.53	0.0001	0.70783	0.70783
MM5-44	140	40.7	10	270	2300	—	170	366000	0.004	0.117	0.0005	6.24	26.33	—	—	—
MM5-45	150	4.7	5	70	2100	0.04	230	359000	0.002	0.033	0.001	6.28	24.54	0.0001	0.70780	0.70780
MM5-46	160	13.3	100	30	1800	0.06	270	355000	0.056	0.017	0.001	5.79	24.99	0.0001	0.70779	0.70779
MM5-47	170	17.9	5	30	1800	—	250	372000	0.003	0.017	0.001	5.11	25.16	—	—	—
MM5-48	180	2.9	5	100	2100	0.07	640	409000	0.002	0.048	0.002	5.85	25.79	0.0001	0.70780	0.70780
MM5-49	190	9.5	10	20	1800	—	490	345000	0.006	0.011	0.001	5.85	26.05	—	—	—
Разрез II (Агарингольский)																
МА-2	10	0.2	80	1900	2700	0.18	2200	328000	0.030	0.704	0.007	6.99	21.48	0.0002	0.70742	0.70742
МА-4	300	4.5	40	820	2200	0.16	1200	345000	0.018	0.373	0.003	8.96	23.87	0.0002	0.70743	0.70743
МА-13	600	4.2	60	1120	1900	0.26	2000	346000	0.032	0.589	0.006	10.54	22.00	0.0004	0.70725	0.70725
МА-14	760	2.8	5	30	2200	0.14	500	366000	0.002	0.014	0.001	3.80	22.23	0.0002	0.70829	0.70829
МА-15	780	25.6	10	70	2100	0.19	370	244000	0.005	0.033	0.002	2.52	22.93	0.0003	0.70840	0.70840
МА-16	790	0.1	40	410	2100	—	1600	376000	0.019	0.195	0.004	10.34	20.29	—	—	—
МА-18	850	3.5	330	80	2800	0.24	2200	377000	0.118	0.029	0.006	4.21	21.68	0.0003	0.70852	0.70852
МА-19	900	88.7	300	24200	2200	—	3100	343000	0.136	11.0	0.009	4.29	21.88	—	—	—
МА-20	950	11.0	50	1060	2100	0.11	2800	361000	0.024	0.505	0.008	8.06	22.34	0.0001	0.70735	0.70735
Разрез III																
MM5-1	20	5.8	5	30	2300	0.06	30	378000	0.002	0.013	0.0001			0.0001	0.70798	0.70798
MM5-2	200	6.2	5	30	2400	0.09	120	390000	0.002	0.013	0.0003	3.49	25.48	0.0001	0.70796	0.70796
MM5-3	430	6.4	5	50	2700	—	430	381000	0.002	0.019	0.001	2.29	23.93	—	—	—
MM5-5	442	3.8	5	30	2500	0.08	60	384000	0.002	0.012	0.0002	2.55	24.28	0.0001	0.70801	0.70801
MM5-6	480	5.8	5	20	2400	—	110	394000	0.002	0.008	0.0003	3.73	25.35	—	—	—
MM5-7	540	9.8	5	50	2500	0.11	70	376000	0.002	0.020	0.0002	2.50	23.87	0.0001	0.70800	0.70800
MM5-8	580	5.8	5	10	1900	—	220	352000	0.003	0.005	0.001	2.91	24.33	—	—	—
MM5-9	610	5.5	5	10	2200	0.04	80	363000	0.002	0.005	0.0002	3.97	24.23	0.0001	0.70800	0.70800
MM5-10	640	5.8	5	10	2100	—	90	352000	0.002	0.005	0.0003	2.26	24.34	—	—	—
MM5-10A	650	6.8	5	10	2400	0.06	190	372000	0.002	0.004	0.001	3.25	24.97	0.0001	0.70803	0.70803
MM5-11	670	5.6	5	10	2200	—	540	336000	0.002	0.005	0.002	3.76	24.79	—	—	—
MM5-12	700	5.4	5	20	2300	0.09	160	368000	0.002	0.009	0.0004	2.64	24.06	0.0001	0.70799	0.70799

Примечание. Прочерк — не определялось.

¹ Положение образца в разрезе указано в метрах от основания стратиграфического подразделения (отрицательные значения показывают расстояние от микститового горизонта).

² СП — доля силикокластической примеси.

³ Содержание Rb измерено методом изотопного разбавления, количество остальных элементов — атомно-абсорбционным. При вычислении первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr возраст пород принимался равным 550 млн лет.

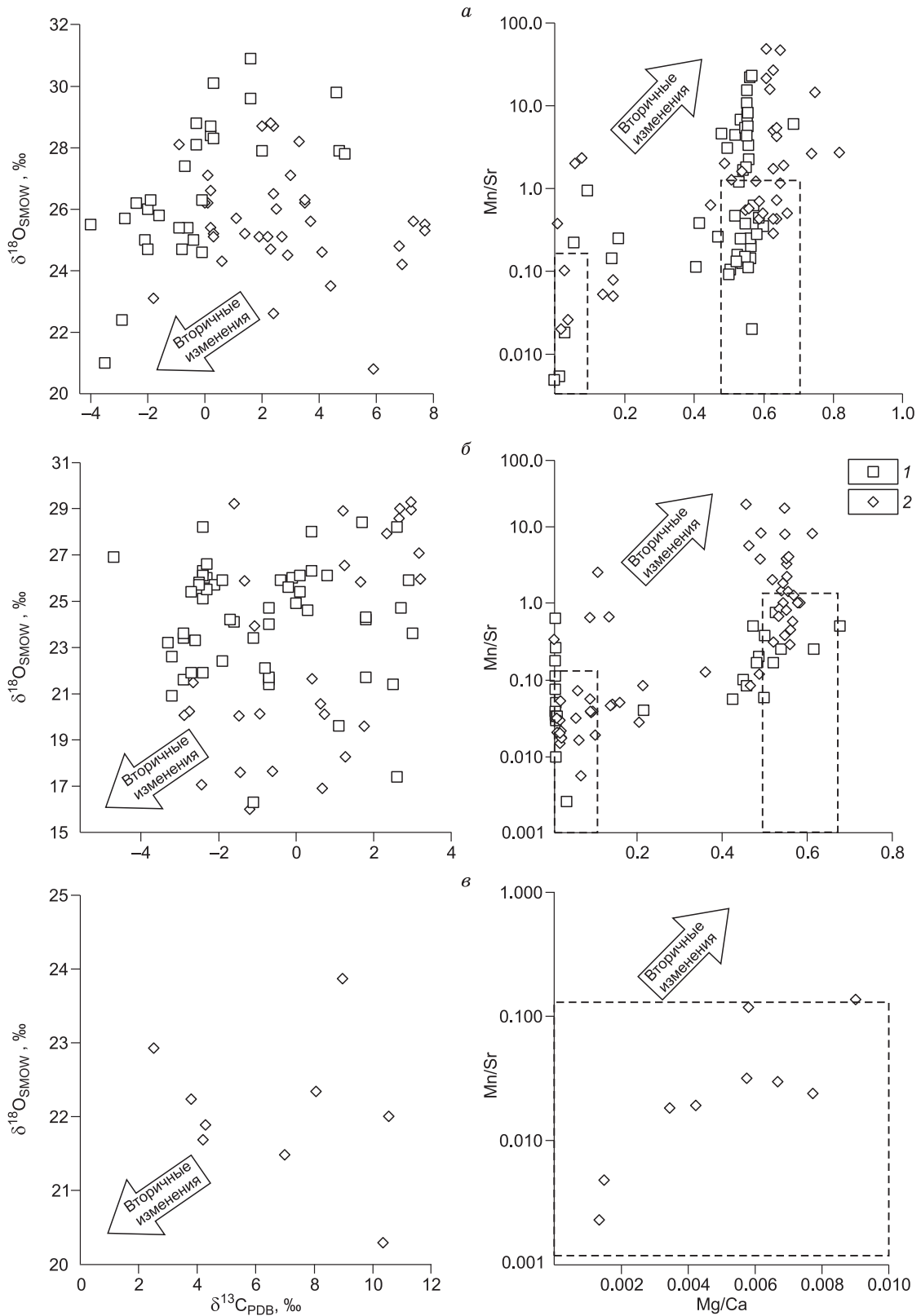


Рис. 5. Зависимость $\delta^{13}\text{C}$ от $\delta^{18}\text{O}$ и отношений Mg/Ca от Mn/Sr для пород:

a — боксонской серии, *б* — хусугульской серии, *в* — мурэнской свиты. *a*: 1 — разрез по рекам Урдо-Боксон и Хойто-Боксон (значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ взяты из работы [Покровский и др., 1999]), 2 — разрез по р. Уха-Гол; *б*: 1 — Хусугульское месторождение, 2 — Бурэнханское месторождение. Штриховой линией выделены поля наименее измененных карбонатов (подробнее см. в тексте).

(920—1150 г/т) в нижней части разреза (0—65 м) и в прикровленной части свиты повышенное количество Fe (6400—8700 г/т). Помимо этого в разрезе присутствуют не столь «обогащенные» карбонаты с содержаниями Fe и Mn 400—770 и 90—660 г/т соответственно. Концентрации Sr в породах невысоки и варьируют в интервале 30—210 г/т (см. рис. 5). В связи с низкой концентрацией Sr и повышенным содержанием Mn и Fe по геохимическим критериям лишь один образец подходит для стронциевой хемотратиграфии и всего шесть — для C-хемотратиграфии. Породы характеризуются широким интервалом высоких значений отношений Mn/Sr (0.9—23.0) и Fe/Sr (2.8—174.6). Величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ в разрезе забитской свиты варьирует в пределах 22.4—30.9 ‰ (см. рис. 5), что не противоречит критериям отбора образцов с неизменной изотопной системой. Однако наблюдается положительная зависимость между отношением Fe/Sr и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, что может указывать на раннедиагенетический характер доломитизации [Семихатов и др., 1998; Xiao et al., 2004].

Табинзуртинская свита. Карбонаты представлены доломитами и их известковыми разностями (Mg/Ca = 0.48—0.60, см. таблицу). Данные пробы в основном содержат от 1 до 4 мас. % силикокластической примеси. В базальном горизонте содержание Mn значительно повышено (160 г/т) по сравнению с концентрациями в свите в целом (10—40 г/т). По количеству Fe образцы разделяются на две группы: со средней (370—640 г/т) и высокой (1000—6400 г/т) концентрациями. Карбонатные породы из разных групп переслаиваются и очевидной закономерности изменений содержания Fe по разрезу не устанавливается. Концентрации Sr в образцах с небольшим количеством терригенной примеси низкие (40—100 г/т). Большая часть образцов табинзуртинской свиты не подходит по геохимическим критериям для изучения изотопного состава стронция. Лишь две пробы в средней части разреза удовлетворяют необходимым условиям — K5/197 (Mn/Sr = 0.16, Fe/Sr = 4.6) и K5/198 (Mn/Sr = 0.10, Fe/Sr = 4.3). Для C-изотопной хемотратиграфии приняты более высокие лимитирующие значения, по которым не подходят два доломита: K5/189 из базальной части разреза (Mn/Sr = 3.1, Fe/Sr = 28.8) и K5/196 с повышенным содержанием терригенной примеси. $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ для всего разреза составляет больше 20 ‰ (см. рис. 5) и таким образом указывает на отсутствие существенных постседиментационных изменений, влекущих нарушение первичной изотопной системы.

Хужиртайская и нюргатинская свиты. Геохимические особенности этих двух свит рассматриваются вместе ввиду однотипности их составов. По данным геохимических исследований, изученные породы представлены в основном известковыми доломитами (Mg/Ca = 0.40—0.58), изредка переслаиваемыми с доломитистыми известняками (Mg/Ca = 0.06—0.18), количество терригенной составляющей 0.5—8.2 мас. % (см. таблицу). Содержание Mn одинаково низко в обеих свитах (20—30 г/т), а концентрация Fe в хужиртайских карбонатах почти в два раза больше (1000—1400 г/т), чем в нюргатинских (540—900 г/т). Содержание Sr в двух свитах умеренное (90—240 г/т), только в одном образце хужиртайской свиты из средней части разреза повышенное (1200 г/т). Все образцы удовлетворяют критериям, принятым для C-изотопной хемотратиграфии (см. таблицу). Измерения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ проводились для трех образцов и дают интервал значений 24.6—25.4 ‰.

Хубсугульская серия

Хубсугульское месторождение. В его пределах наиболее полно вскрыта нижняя подфосфатная часть хубсугульской серии. Исследования химического состава (см. таблицу) показали, что разрез этой серии можно разделить на две примерно равные части: нижнюю — доломитовую (Mg/Ca \approx 0.55) и верхнюю — переходную от доломитов к известнякам (Mg/Ca = 0.006—0.05), где представлены смешанные разности этого ряда. Доломиты обогащены Fe по сравнению с переходной частью (в среднем 150—1300, в некоторых образцах до 3000 г/т), содержание Mn в них также выше — 40—730 г/т, а количество Sr крайне мало — 30—100 г/т. В то же время в известняках количество Mn и Fe не превышает 50 и 200 г/т соответственно, а Sr = 1800 г/т. Значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ во всех карбонатах серии варьирует в интервале 21.4—26.6 ‰ (см. таблицу, рис. 5). В связи с повышенным количеством Fe лишь пять образцов доломитов из базальных горизонтов серии удовлетворяют геохимическим критериям. Из-за явной однородности и монотонности второй половины разреза было взято шесть образцов известняков для исследования изотопного состава стронция. Для всех образцов с Mn/Sr < 4 и Fe/Sr < 10 был проведен анализ изотопного состава углерода.

В карбонатах надфосфатной части хубсугульской серии, отобранных на территории *Бурэнханского месторождения*, можно отметить низкие содержания примесных элементов, таких как Fe, Mn. Количество Sr в некоторых образцах (MB5-21 — MB5-37) незначительное (20—90 г/т, см. таблицу), что типично для рифогенных известняков. Образцы, удовлетворяющие геохимическим критериям, задействованы в дальнейшем исследовании. Ввиду более высокой устойчивости C-изотопной системы к воздействию флюидов все изученные карбонатные отложения хубсугульской серии использовались в дальнейшем для C-изотопной хемотратиграфии.

Геохимические исследования подтвердили, что изученные разрезы *мурэнской свиты* в основном сложены известняками ($Mg/Ca = 0.0001—0.031$) (см. таблицу, данные А.Б. Кузнецова). Содержания Sr в карбонатной вытяжке этих пород достаточно высоки: максимальное значение достигает 2700 г/т, минимальное — 1900 г/т (см. таблицу, рис. 5). Содержания Mn, Fe и Mg в данном случае низкие и составляют 1.0—40, 10—400 и 30—600 г/т соответственно, в некоторых образцах Fe и Mn находятся на пределе обнаружения. Доля нерастворимого остатка, представленного кварцем и органическим веществом, невелика (1—4 мас. %). Значение $\delta^{18}O_{SMOW}$ для всех образцов мурэнских карбонатов находится в интервале 20.2—26.5 ‰ (см. рис. 5), что свидетельствует о минимальных преобразованиях.

Карбонаты мурэнской свиты оказались уникальными по своим геохимическим характеристикам (см. таблицу). Так, значения геохимических критериев отбора для карбонатных пород оказались значительно ниже общепринятых: $Mg/Ca \leq 0.0024$, $Mn/Sr \leq 0.02$ и $Fe/Sr \leq 0.2$. Из всей коллекции образцов карбонатных пород непригодными для дальнейших исследований были признаны всего пять проб.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ И УГЛЕРОДА

Исследование изотопного состава стронция в наименее измененных карбонатах забитской свиты в разрезе по р. Уха-Гол показало, что минимальные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ характерны для известняков нижней части разреза и варьируют в интервале 0.70725—0.70755. Выше по разрезу известняки сменяются доломитами, в которых отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ находится в пределах 0.70817—0.70852 (рис. 6, см. таблицу) [Кузнецов и др., 2010]. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в доломитах забитской свиты из района слияния рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон составляет 0.70817.

Значения $\delta^{13}C$, полученные нами для отложений забитской свиты боксонсокой серии (р. Уха-Гол), в нижней части разреза изменяются от 2.4 до 7.7 ‰ с единственным экскурсом до -1.8 ‰ (рис. 7, см. таблицу). Далее, выше по разрезу, наблюдается понижение величины $\delta^{13}C$ до 0 (0—0.3 ‰) с экскурсом в отрицательную сторону до -5.2 ‰. Затем происходит резкий выпад до 9.5 ‰. Для верхней части забитской свиты характерны вариации $\delta^{13}C$ в интервале 1.9—3.5 ‰.

Кривая изменения $\delta^{13}C$ для образцов из междуречья Урдо-Боксон и Хойто-Боксон [Покровский и др., 1999] менее сложная. У подошвы забитской свиты $\delta^{13}C$ максимально (4.9 ‰). Затем кривая уходит в зону отрицательных значений -2.9...-0.1 ‰ с тремя краткими экскурсами к нулю (0.3 ‰). В верхней трети разреза кривая приобретает низкие положительные значения (0.3—1.6 ‰). Для разреза табинзуртинской свиты характерны умеренные отрицательные значения $\delta^{13}C$ от -3.5 ‰ (у подошвы свиты) до -0.3 ‰ с флуктуациями в этом интервале. Данные по изотопии C хужиртайской и нюргатинской свит имеют близкие к нулю значения (-1.1...+0.2 ‰) с максимальными экскурсами до -2.0 ‰ в средней и кровельной частях. Изотопный состав стронция указанных свит достаточно однороден и составляет для доломитов табинзуртинской свиты 0.7082, хужиртайской — 0.7085, а для пород нюргатинской свиты варьирует в узком интервале 0.7083—0.7087.

Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в наименее измененных известняках нижней части разреза хубсугульской серии (Хубсугульское месторождение) колеблется в интервале 0.70822—0.70836, в доломитах достигает 0.70862 (см. рис. 6). Кривая вариаций $\delta^{13}C$ в нижней части серии начинается с положительных значений (2.7 ‰) и с флуктуациями уходит в отрицательную область (-3.3...-0.7 ‰) с кратким экскурсом в положительные значения (1.8 ‰) (рис. 7, см. таблицу).

Изотопные исследования карбонатных отложений средней и верхней части разреза хубсугульской серии проводилось в нескольких разрезах в пределах Бурэнханского фосфоритового месторождения, в основном в надфосфоритовых пачках. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в большинстве наименее измененных образцов составило 0.70800, с повышением до 0.70839 в разрезе 2 (см. рис. 6, таблицу). Изучение изотопного состава углерода в карбонатных породах хубсугульской серии показало, что значение $\delta^{13}C$ в нижней ее части (разрез 5) варьирует от 1.2 до 2.7 ‰, далее (разрезы 3, 4) наблюдается экскурс в область отрицательных значений (понижается до -1.5 ‰). В средней части разреза (разрез 2) отмечены вариации $\delta^{13}C$ от -2.4 до +3.1 ‰.

Масс-спектрометрическое изучение образцов мурэнской свиты показало, что отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в образцах разреза II (Агарингольского) находится в пределах 0.70725—0.70743 [Кузнецов и др., 2010], вблизи терригенных прослоев оно повышается до 0.70840—0.70888 (см. рис. 6, таблицу), что связано с привнесением стронция с повышенным изотопным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ из алюмосиликатной составляющей породы. Изотопный состав стронция для образцов из разрезов I и III более однороден и близок к 0.70800 (0.70779—0.70803). Исходя из того, что точное положение в стратиграфической последовательности можно определить только для Агарингольского разреза, именно его изотопные характеристики будут в дальнейшем использоваться как реперные. Изотопные данные для разрезов I и III будут рассматриваться как изотопные метки, не противоречащие определяющим данным по Агарингольскому разрезу.

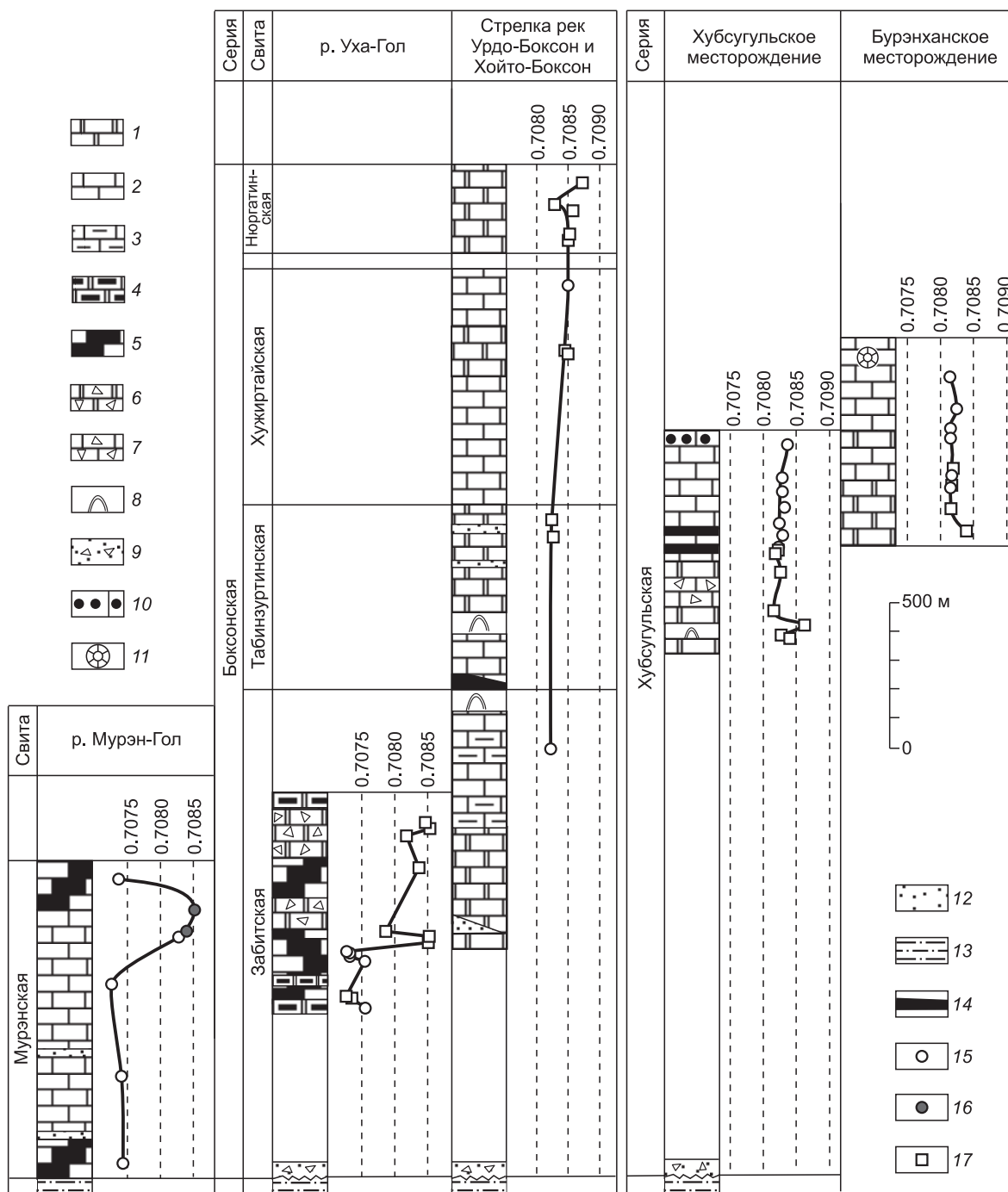


Рис. 6. Вариации изотопного состава стронция в породах чехла Тувино-Монгольского микроконтинента.

1 — серые доломиты; 2 — массивные известняки; 3 — окремненные карбонаты; 4 — темные до черных доломиты; 5 — черные тонкоплитчатые известняки; 6 — доломитовые брекчии; 7 — известняковые брекчии; 8 — строматолиты; 9 — тиллиты; 10 — зернистые фосфориты; 11 — находки археоциатов; 12 — песчаники; 13 — глинистые сланцы; 14 — пластовые фосфориты; 15 — известняки, удовлетворяющие геохимическим критериям, принятым в данной работе; 16 — известняки, не удовлетворяющие критериям; 17 — доломиты.

В нижней части Агарингольского разреза $\delta^{13}\text{C}$ возрастает в среднем от 7.0 до 10.5 ‰, а выше по разрезу понижается с некоторыми флуктуациями до 4.0 ‰ (см. рис. 7, таблицу). С-изотопные данные для всех трех разрезов близки между собой и варьируют в достаточно высокой положительной (2.2—10.5 ‰) области $\delta^{13}\text{C}$.

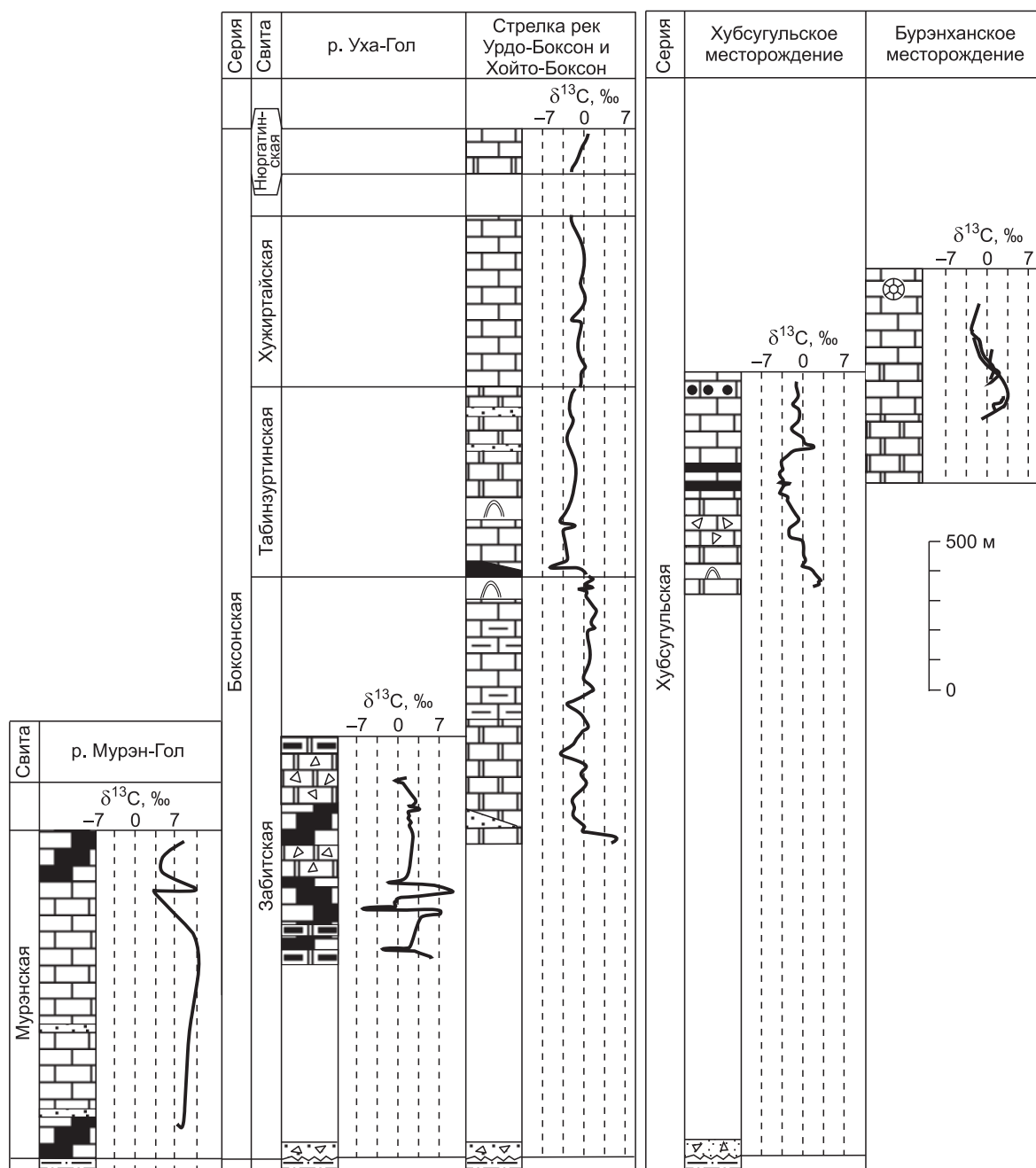


Рис. 7. Вариации изотопного состава углерода (представлены в виде кривых, для мурэнской свиты показаны изменения только для реперного (Агарингольского) разреза) в породах чехла Тувино-Монгольского микроконтинента.

Усл. обозн. см. на рис. 6.

Обобщая полученный материал, можно сделать вывод, что все изученные карбонатные породы чехла Тувино-Монгольского микроконтинента имеют сравнительно близкие геохимические характеристики. Наименее измененными из них являются отложения мурэнской свиты во всех изученных разрезах. При этом различные разрезы хубсугульской и боксонской серий имеют разную степень сохранности. Наиболее полные Sr- и C-изотопные характеристики разрезов получены для боксонской серии, отражающей весь период карбонатонакопления венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. Корреляция разрезов хубсугульской серии и мурэнской свиты в дальнейшем будет проводиться именно с ней.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

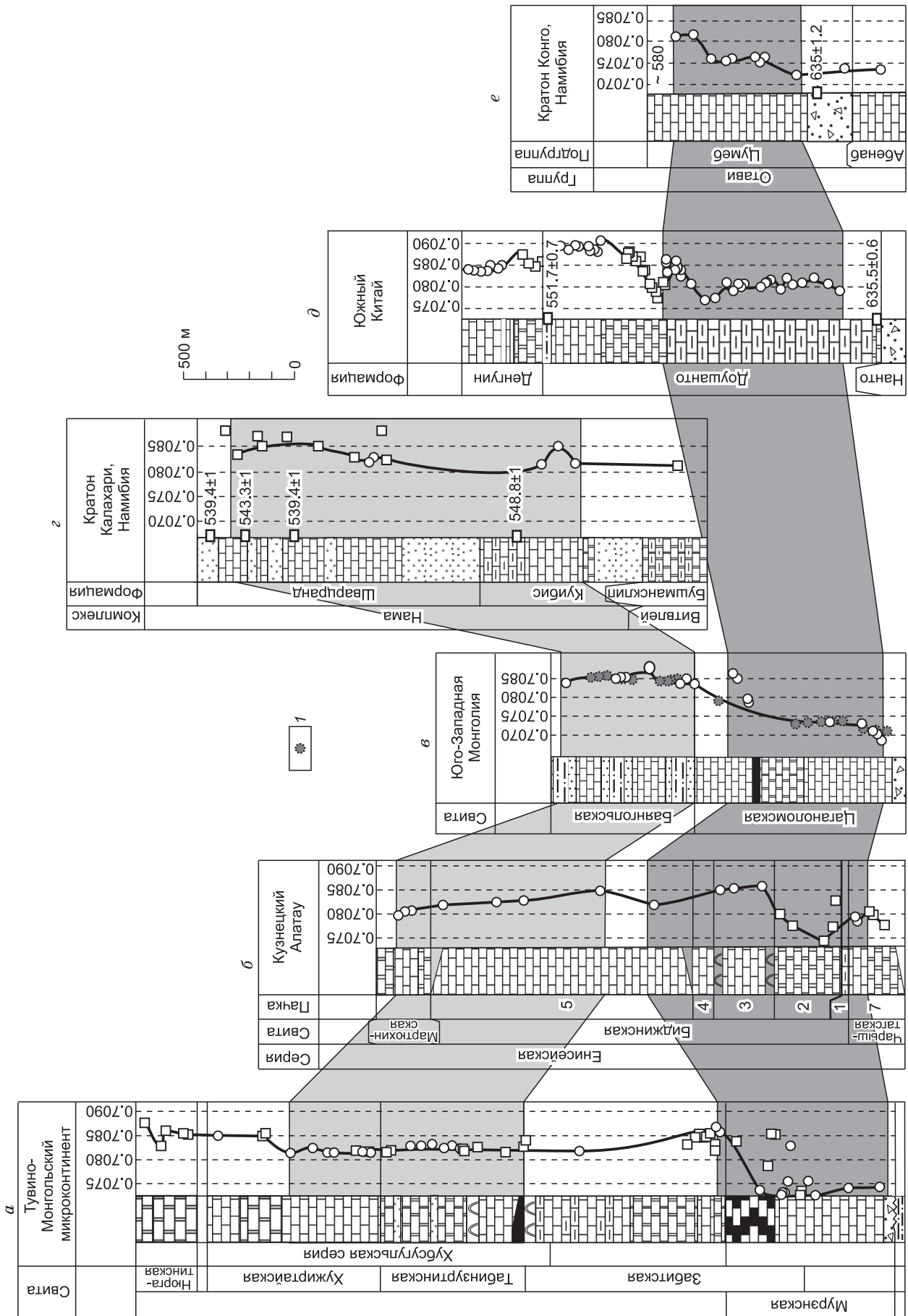
Сопоставление изотопных характеристик двух удаленных разрезов основания боксонской серии показали, что первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах верхней части свиты по р. Уха-Гол и в доломитах из района слияния рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон варьирует в пределах 0.7081—0.7087. Для забитской свиты боксонской серии построены две кривые вариации изотопного состава углерода. Первая опубликована Б.Г. Покровским с соавторами [1999] для разреза на водоразделе рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон (Боксонский разрез), вторая получена авторами данной работы для разреза по р. Уха-Гол (Уха-Гольский разрез). В нижней части Уха-Гольского разреза свиты $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от -5.2 до $+7.7$ ‰ с частой сменой знака. В доломитах верхней части свиты значение $\delta^{13}\text{C}$ переходит в положительную область и сохраняется в пределах 2.3—4.1 ‰ с экскурсом на понижение в кровле свиты. В основании Боксонского разреза присутствуют высокие (4.9 ‰) значения $\delta^{13}\text{C}$, которые сменяются на близкие к нулю (см. рис. 7). Для типовых отложений венда типичны высокие положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ с постепенным их уменьшением [Grotzinger et al., 1995; Brasier et al., 1996; Покровский и др., 2006а]. Таким образом, очевидно, что породы забитской свиты в районе р. Уха-Гол начали накапливаться раньше, чем в стратотипической местности (Боксонский разрез).

Изотопные характеристики стронция (0.70725—0.70755) и углерода (вариации в области высоких положительных значений $\delta^{13}\text{C}$) карбонатных пород забитской и мурэнской свит однотипны (см. рис. 7), что указывает на их одновременное накопление в пределах единого осадочного бассейна, приуроченного к шельфу Тувино-Монгольского микроконтинента. Изотопные составы стронция верхней части забитской и вышележащих свит боксонской и хубсугульской серий близки: 0.7082—0.7085 и 0.7082—0.7084 соответственно (см. рис. 6). Им также свойственны положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ в основании и преобладание отрицательных значений по всему разрезу. Тем самым Sr- и C-изотопные данные не подтверждают результаты проведенных ранее литостратиграфических построений для отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента [Ильин, 1973; Осокин, 1999]. В этих построениях накопление хубсугульской и боксонской серий начинается одновременно. Из проведенных нами исследований следует, что седиментация карбонатных отложений боксонской серии началась раньше.

За последнее десятилетие проведено значительное количество исследований, посвященных изучению изотопного состава стронция и углерода в венд-кембрийских карбонатных отложениях [Кузнецов и др., 2003; Halverson et al., 2005, 2007, 2010; Sawaki et al., 2010]. При этом типовые разрезы, имеющие геохронологические датировки, хемо- и биостратиграфические данные и изученные с применением геохимических критериев отбора, на территории Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса редки и находятся в Юго-Западной Монголии (цаганоломская и баянгольская свиты) [Brasier et al., 1996; Вишневецкая, Писарева, 2011], в Кузнецком Алатау (енисейская серия) [Летникова и др., 2011; Овчинникова и др., 2011], Учуро-Майском регионе (юдомский комплекс) [Семихатов и др., 2004], Патомском нагорье (дальнетайгинская и жуинская серии) [Покровский и др., 2006а], Оленекском поднятии (хорбусуонская серия) [Knoll et al., 1995; Pelechaty et al., 1996], на юге Сибирской платформы (байкальская серия) [Kuznetsov et al., 2013].

Отложения Уха-Гольского разреза забитской свиты и мурэнской свиты коррелируют с породами цаганоломской, верхними горизонтами чарыштагской свиты и 1—4 пачками биджинской свиты енисейской серии по C- и Sr-изотопным (рис. 8) данным, а также с известняками юкандинской свиты юдомской серии по изотопии углерода. Породы хубсугульской и верхней части боксонской серий идентичны по изотопному составу углерода и стронция баянгольской свите Юго-Восточной Монголии (см. рис. 8), усть-юдомской и пестроцветной свитам по вариациям изотопного состава углерода. Граница последних двух свит в пределах Сибирской платформы является также и границей венда и кембрия, что не противоречит возрастным оценкам хубсугульской серии. Кривая вариаций изотопного состава стронция, полученная для отложений из разреза забитской свиты на стрелке рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон, соответствует поздневендским отложениям хорбусуонской серии Оленекского поднятия, которая перекрывается туфобрекчиями с возрастом 543.9 ± 0.3 млн лет (U-Pb SHRIMP по цирконам) [Bowring et al., 1993]. Вышележащие доломиты и известняки боксонской серии сопоставимы по своим изотопным характеристикам с породами кембрийской части разреза енисейской серии [Летникова и др., 2011; Овчинникова и др., 2011].

Во всем мире уже более тридцати лет изучаются изменения изотопного состава стронция и углерода в воде палеоокеана с помощью исследования комплексов, содержащих осадочные карбонаты. Ниже мы представляем сопоставления изотопных данных, полученных нами для венд-раннекембрийских разрезов Тувино-Монгольского микроконтинента с разновозрастными разрезами: сериями Академикенбрен и Полярисбрен о. Шпицберген [Derry et al., 1989, 1992; Halverson et al., 2005], формации Доушанто в Китае [Yang et al., 1999; Sawaki et al., 2010], комплекса Нама кратона Калахари [Kaufman et al., 1993; Grotzinger et al., 1995; Saylor et al., 1998] и группы Отави в Намибии [Yoshika et al., 2003; Halverson et al., 2005, 2007], имеющими достоверные геохронологические привязки в стратиграфической шкале.



По материалам: б — [Летникова и др., 2011]; в — [Brasier et al., 1996; Вишневецкая, Писарева, 2011]; г — [Kaufman et al., 1993; Grotzinger et al., 1995; Saylor et al., 1998]; д — [Yang et al., 1999; Sawaki et al., 2010]; е — [Yoshioka et al., 2003; Halverson et al., 2005, 2007]. / — отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, по [Вишневецкая, Писарева, 2011]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 6.

Изотопные характеристики рассмотренных разрезов сопоставимы с полученными для изученных карбонатных пород Тувино-Монгольского микроконтинента. Так, кривая $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ для отложений формации Полярисбрен (о. Шпицберген) принимает положительные значения (до 4.5 ‰) с единичным отрицательным экскурсом, поднимается до 10.2 ‰ в нижней части разреза. Столь высокие значения в изученных разрезах встречаются только в мурэнской свите и Уха-Гольском разрезе забитской свиты. Считается [Walter et al., 2000], что формация Полярисбрен формировалась 610—544 млн л.н. Следовательно, подобные вариации С-изотопных данных свидетельствуют о том, что забитская и мурэнская свиты отлагались в этот же промежуток времени.

Кривая вариаций изотопного состава углерода показывает отрицательные (до -5 ‰) (с единственным перегибом в положительные) значения для пород комплекса Витвлей в Намибии [Kaufman et al., 1993; Grotzinger et al., 1995; Saylor et al., 1998]. В нижней части разреза комплекса Нама значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ возрастают от -4 до +3 ‰, далее по разрезу $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ принимает положительные близкие к нулю значения (0—2.5 ‰). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для этого же разреза колеблется в интервале 0.7080—0.7083 (см. рис. 8). Подобные изотопные характеристики имеют породы хубсугульской и верхней части боксонской серий. Время формирования отложений комплекса Нама определено U-Pb методом по цирконам, выделенным из пепловых прослоев, 549—539 млн лет [Grotzinger et al., 1995], что не противоречит геологическим данным для Тувино-Монгольского микроконтинента.

Карбонатные отложения формации Доушанто в Китае хорошо изучены [Xiao et al., 2012], а время карбонатакопления определено U-Pb методом по цирконам из пепловых горизонтов, подстилающих и венчающих отложения формации, 635.5—551.7 млн лет [Condon et al., 2005]. Высокие положительные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ подобны по своим вариациям данным, полученным для мурэнских и забитских (Уха-Гольский разрез) карбонатов. Изотопный состав Sr в породах формации Доушанто 0.7077—0.7083 наиболее близок к изотопному составу Sr в карбонатных отложениях мурэнской свиты.

Карбонатные породы подгруппы Цумеб группы Отави Северной Намибии залегают на тиллитах оледенения Марино, минимальный возраст которых 635 ± 1.2 млн лет (U-Pb по цирконам) [Yoshioka et al., 2003; Halverson et al., 2005, 2007]. Значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для этих карбонатных пород повышается от 0.7072 до 0.7081 (см. рис. 8) вверх по разрезу, показывая тем самым единый интервал вариаций изотопного состава стронция с породами мурэнской и забитской свит.

Достаточно актуальным на данный момент является вопрос о событии Шурам-Вонока, которое отмечено экстремально низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7080$ —0.7085. Эти особенности проявлены в карбонатных отложениях Патомского нагорья ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ жуинской серии изменяется от -5.4 до -13.5 ‰ [Покровский и др., 2006а]), Омана ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ формации Шурам варьирует от -6.2 до -11.3 ‰ [Le Guerroue et al., 2006]), Австралии ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ для формации Вонока находится в интервале -0.2...-11.0 ‰ [Calver, 2000]) и оцениваются временем 560—580 млн л.н. Продолжительный интервал низких значений $\delta^{13}\text{C}$ изученного в породах чехла Тувино-Монгольского микроконтинента наблюдается в известняках хубсугульской серии и верхней части табинзуртинской свиты. Здесь на протяжении трехсот метров разреза $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ варьирует в интервале от -0.7 до -3.3 ‰, а изотопный состав стронция — от 0.70819 до 0.70833. Очевидно, что эти данные изотопного состава углерода нельзя напрямую сравнить с эталонными разрезами события Шурам-Вонока, но они существенно отличаются от сугубо положительных значений остальной части разреза. Отрицательные, но не экстремально низкие, экскурсии $\delta^{13}\text{C}$ наблюдаются также в разновозрастных разрезах Северо-Западной Монголии [Brasier et al., 1996], Намибии [Saylor et al., 1998] и многих других. Ситуацию с различным изотопным составом углерода в Мировом океане объясняет бассейновая модель [Покровский и др., 2006б], где постулируется существование бассейнов, не только поглощающих CO_2 , но и выделяющих его в атмосферу. Именно в таких условиях могут накапливаться карбонаты с аномально низким $\delta^{13}\text{C}$.

Сопоставляя полученные нами Sr-изотопные данные, описанные в работе, с кривой вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеоокеане, предложенной Г.П. Халверсоном с соавторами [Halverson et al., 2007, 2010], мы получаем интервал образования карбонатов 660—620 млн л.н., т.е. верхний рифей, согласно Российской стратиграфической шкале. Это утверждение противоречит находкам кембрийской фауны в верхней части чехла микроконтинента и предвездскому коллизионному этапу его развития [Беличенко и др.,

2003; Кузьмичев, 2004], исключаящего накопление шельфовых карбонатных отложений. Свидетельством этих коллизионных событий является проявление метаморфизма в условиях глаукофан-зеленосланцевой фации, время которого оценено в 640 ± 20 млн лет [Геология..., 1989]. Таким образом, мы можем считать, что накопление шельфовых отложений чехла Тувино-Монгольского микроконтинента началось позже 640 млн лет, после тектонической стабилизации структуры.

Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках мурэнской свиты варьирует от 0.7072 до 0.7084. Сопоставление полученных данных с Sr-изотопными кривыми, предложенными А.Б. Кузнецовым с соавторами [2003] и Ю. Саваки с коллегами [Sawaki et al., 2010], построенными на анализе мировой литературы и собственных результатах, показывает, что отложения мурэнской свиты накапливались 600—580 млн л.н. Данные, полученные для карбонатов забитской свиты на р. Уха-Гол, совпадают с мурэнскими и, соответственно, временной интервал отложения этих пород идентичен — 600—580 млн л.н. Скупая информация по Sr-изотопии боксонской серии, вскрытой в междуречье Урдо-Боксон и Хойто-Боксон, а именно вариации изотопного состава в интервале 0.70817—0.70873, указывают на интервал ее формирования от венда (забитская свита) до середины кембрия (нюргатинская свита), что хорошо согласуется с геолого-историческими данными [Беличенко и др., 2003; Кузьмичев, 2004]. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных известняках хубсугульской серии находится в интервале 0.7080—0.7084, что говорит о накоплении пород в течение венда — среднего кембрия 580—520 млн л.н.

На границе протерозоя и фанерозоя установлены проявления нескольких глобальных оледенений — Марино (650—635 млн лет [Melezhik et al., 2001; Чумаков, 2010, 2011]), Гаскье (580—575 млн лет [Melezhik et al., 2001; Halverson et al., 2005; Hoffmann, Li, 2009]). В основании боксонской серии выделен горизонт микститов, генетически связанный с ледниковыми отложениями [Осокин, Тыжинов, 1998]. Исходя из того, что карбонатакопление этой серии началось около 610—600 млн лет, то логично сопоставлять данные грубообломочные отложения с оледенением Марино. В основании хубсугульской серии уверенно выделяется тиллитовый горизонт [Ильин, 1973; Еганов и др., 1999], но вышележащие карбонаты начали накапливаться около 560 млн л.н. В связи с этим возникают два варианта интерпретации полученных данных. В первом случае оба тиллитовых горизонта относятся к оледенению Марино. Тогда карбонатная седиментация в хубсугульской части началась позже, чем в боксонской. Второй вариант подразумевает наличие двух оледенений в венде в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента — в основании боксонской — Марино и в основании хубсугульской — Гаскье. При этом хубсугульская и боксонская серии образуют единую карбонатную платформу и в разрезе боксонской серии в этот временной интервал не наблюдается следов оледенения. В разрезе верхней части табинзуртинской и вышележащей хужиртайской свит отчетливо прослеживается послойное согласное накопление карбонатных, в том числе органогенных осадков, что свидетельствует о тепловодной обстановке накопления. Таким образом, в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента проявлены следы только одного оледенения — Марино. При этом накопление карбонатных отложений хубсугульской серии началось позже, чем боксонской.

Обобщая вышеизложенные сопоставления, можно утверждать, что накопление изученных карбонатных отложений чехла Тувино-Монгольского происходило 600—520 млн л.н., наиболее древними отложениями являются карбонаты мурэнской свиты и базальные горизонты боксонской серии в районе р. Уха-Гол, осадконакопление которых началось после глобального события Марино.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При сопоставлении вариаций изотопного состава стронция и углерода для карбонатных отложений Тувино-Монгольского микроконтинента и опорных разрезов Сибири, Африки, Центральной Азии, Австралии, Южной Америки и о. Шпицберген установлено, что отложения мурэнской и забитской свит коррелируют с породами дальнетайгинской серии, цаганоломской, нижней части жуинской свит, верхними горизонтами чарыштагской свиты и 1—4 пачками биджинской свиты по C- и Sr-изотопным данным, а также с известняками юкандинской свиты юдомской серии по изотопии углерода. Породы хубсугульской и верхней части боксонской серий идентичны по изотопному составу углерода и стронция баянгольской свите Юго-Восточной Монголии, усть-юдомской и пестроцветной свитам Учуро-Майского региона по вариациям изотопного состава углерода и, возможно, сопоставимы с событием Шурам-Вонока. Кривая вариаций изотопного состава стронция, полученная для доломитов из разреза на стрелке рек Урдо-Боксон и Хойто-Боксон, соответствует кривой кембрийской части разреза енисейской серии, а забитская свита этого разреза — хорбусуонской серии Оленекского поднятия. Мурэнская свита и залегающая на тиллитах (оледенение Марино) забитская свита боксонской серии (р. Уха-Гол) начинают накапливаться 600 млн л.н. В мурэнской части палеобассейна седиментация карбонатов заканчивается 580—570 млн л.н. При этом осаждение карбонатов продолжается в боксонской части палеобассейна и начинается в хубсугульской. Если карбонатные породы боксонской серии накапливались достаточно

длительное время (с 600 до 500 млн лет), то история формирования хубсугульской серии более короткая (580—520 млн лет). Эти данные не противоречат геологическим и биостратиграфическим результатам предыдущих лет, но позволяют более конкретно определить время карбонатакопления в различных частях венд-кембрийского шельфа Тувино-Монгольского микроконтинента и более обоснованно проводить их корреляцию.

Авторы благодарны А.Б. Кузнецову (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) за активное участие в совместных экспедиционных и аналитических исследованиях. Мы выражаем огромную признательность Б.Г. Покровскому (ГИН РАН, г. Москва) и А.Дж. Кауфману (Университет Мэриленда, США) за ценные указания и помощь в интерпретации изотопных данных, А.А. Постникову и А.А. Терлееву (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) за предоставление геологических карт и разрезов уха-гольского участка боксонской серии, Г.А. Докукиной и В.Ю. Киселевой (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за содействие в определении содержаний Ca, Mg, Fe, Sr, Rb и Mn.

Работа выполнена при поддержке интеграционных проектов ИП СО РАН № 68 и РФФИ (гранты 10-05-00971, 12-05-00569, 12-05-33076).

ЛИТЕРАТУРА

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.

Вещева С.В., Туркина О.М., Летникова Е.Ф., Ронкин Ю.Л. Геохимические и Sm-Nd-изотопные характеристики неопротерозойских терригенных отложений Тувино-Монгольского массива // ДАН, 2008, т. 418, № 4, с. 506—511.

Вишневская И.А., Писарева Н.И. Изотопный состав Sr карбонатных пород чехла Дзабханского микроконтинента (Западная Монголия) // Строение литосферы и геодинамика: материалы XXIV Всероссийской молодежной конференции (Иркутск, 19—24 апреля 2011 г.). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, с. 78—79.

Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, Наука, 1988, 190 с.

Геология и рудоносность Восточного Саяна / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, Наука, 1989, 125 с.

Гибшер А.С., Бат-Ирээдуй Я. Стратиграфия позднего докембрия—раннего кембрия мурэнской зоны Западного Прихубсугулья // Поздний докембрий и палеозой Сибири. Вопросы региональной стратиграфии. Сборник научных трудов. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1990, с. 91—104.

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

Еганов Э.А., Розанов А.Ю., Жегалло Е.А. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (ХФБ), Монголия, Россия // Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток, Дальнаука, 1999, с. 32—40.

Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритовый бассейн. Труды совместной советско-монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 6. М., Наука, 1973, 167 с.

Ильина Н.С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах // Бокситы, их менерация и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 267—281.

Коробов М.Н. Биостратиграфия и полимерные трилобиты нижнего кембрия Монголии. М., Наука, 1989, 204 с.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003, т. 11, № 5, с. 3—39.

Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Константинова Г.В., Кутявин Э.П., Гелетий Н.К. Sr хемотратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // ДАН, 2010, т. 432, № 3, с. 350—355.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.

Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента: литолого-геохимическая корреляция и особенности седиментогенеза // Литология и полезные ископаемые, 2005, № 2, с. 167—177.

Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Терлеев А.А., Константинова Г.В. Геохимические и изотопные (Sr, С, О) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемотратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (10), с. 1466—1487.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Каурова О.К., Гороховский Б.М. Pb-Pb возраст и Sr-хемотратиграфия известняков сорнинской свиты, хребет Азыр-Тал Кузнецкого Алатау // ДАН, 2011, т. 437, № 2, с. 220—223.

Осокин П.В. Центрально-Азиатская фосфоритовая провинция (стратиграфия и фосфоритоносность). Диссертация в виде научного доклада... д.г.-м.н. Улан-Удэ, ГИ СО РАН, 1999, 121 с.

Осокин П.В., Тыжинов А.В. Тиллоидные (микститовые) образования Окино-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (Восточный Саян, Северо-Западная Монголия) // Литология и полезные ископаемые, 1998, № 2, с. 162—176.

Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Горохов И.М., Виноградов Д.П. 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., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд—кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 3, с. 23—41.

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

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2: природа карбонатов с ультранизкими и ультравысокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ // Литология и полезные ископаемые, 2006б, № 6, с. 642—654.

Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967, № 4, с. 87—102.

Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кислова И.В. Изотопный состав Sr в морской воде в начале позднего рифея: известняки лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири // ДАН, 1998, т. 360, № 2, с. 236—240.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Д., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 5, с. 3—28.

Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника, 1992, № 6, с. 18—36.

Хоментовский В.В., Пак К.Л., Постников А.А., Скопинцев В.Г. Геологическое строение бассейна р. Уха-Гол (Восточный Саян) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1985, с. 76—106.

Чумаков Н.М. Докембрийские оледенения и сопутствующие им биосферные события // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 5, с. 3—15.

Чумаков Н.М. Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011, т. 19, № 1, с. 3—23.

Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science, 1993, v. 261, p. 1293—1298.

Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia // Geol. Mag., 1996, v. 133, № 4, p. 445—485.

Calver C.R. Isotope stratigraphy of the Ediacarian (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification // Precam. Res., 2000, v. 100, Iss. 1—3, p. 121—150.

Condon D., Zhu M., Bowring S., Wang W., Yang A., Jin Y. U-Pb Ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation // China Sci., 2005, v. 308, p. 95—98.

Derry L.A., Keto L.S., Jacobsen S.B., Knoll A.H., Swett K. Sr isotope variations in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989, v. 53, № 9, p. 2331—2339.

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

- Grotzinger J.P., Bowring S.A., Saylor B.Z., Kaufman A.J.** Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution // *Science*, 1995, v. 270, p. 598—604.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A., Rice A.** Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // *GSA Bull.*, 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 // *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocool.*, 2007, v. 256, p. 103—129.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M.** Neoproterozoic chemostratigraphy // *Precam. Res.*, 2010, v. 182, p. 337—350.
- Hoffmann P.F., Li Z.X.** A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocool.*, 2009, v. 277, p. 158—172.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H.** The Vendian record of Sr- and C-isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate // *J. Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 120, № 4, p. 409—430.
- Knoll A.H., Grotzinger J.B., Kaufman A.J., Kolosov P.** Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia // *Precam. Res.*, 1995, v. 73, № 1—4, p. 251—270.
- Kovach V.P., Matukov D.I., Berezhnaya N.G., Kotov A.B., Levitsky V.I., Barash I.G., Kozakov I.K., Levsky L.K., Sergeev S.A.** Shrimp zircon age of the Gargan block tonalites — find Early Precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt // *32nd Int. Geol. Congr.*, 2004, v. 1, p. 1263.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V.** Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 51—66.
- Le Guerroue E., Allen P.A., Cozzi A., Etienne J.L., Fanning C.** 50 Myr recovery from the largest negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion in the Ediacaran ocean // *Terra Nova*, 2006, v. 18, p. 147—153.
- 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.
- Pelechaty S.M., Kaufman A.J., Grotzinger J.P.** Evaluation of $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy for intrabasinal correlation: Vendian strata of northeast Siberia // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1996, v. 108, p. 992—1003.
- Sawaki Y., Ohno T., Tahata M., Komiya T., Hirata T., Maruyama S., Windley B.F., Han J., Shu D., Li Y.** The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // *Precam. Res.*, 2010, v. 176, p. 46—64.
- Saylor B.Z., Kaufman A.J., Grotzinger J.P., Urban F.** A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia // *J. Sedim. Res.*, 1998, v. 68, № 6, p. 1223—1235.
- 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, № 6, p. 371—433.
- Xiao S., Bao H., Wang H., Kaufman A.J., Zhou C., Li G., Yuan X., Ling H.** The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post-Marinoan glaciation // *Precam. Res.*, 2004, v. 130, p. 1—26.
- Xiao S., McFadden K.A., Peek S., Kaufman A.J., Zhou C., Jiang G., Hu J.** Integrated chemostratigraphy of the Doushantuo Formation at the northern Xiaofenghe section (Yangtze Gorges, South China) and its implication for Ediacaran stratigraphic correlation and ocean redox models // *Precam. Res.*, 2012, v. 192—195, p. 125—141.
- Yang J., Sun W., Wang Z., Xue Y., Tao X.** Variations in Sr and C isotopes and Ce anomalies in successions from China: evidence for the oxygenation of Neoproterozoic seawater? // *Precam. Res.*, 1999, v. 93, p. 215—233.
- Yoshioka H., Asahara Y., Tojo B., Kawakami S.** Systematic variations in C, O, and Sr isotopes and elemental concentrations in Neoproterozoic carbonates in Namibia: implications for glacial to interglacial transition // *Precam. Res.*, 2003, v. 124, p. 69—85.