

## РЕКОНСТРУКЦИЯ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

© 2002 г. Е. Ф. Летникова, Т. В. Донская, С. И. Школьник

Представлено академиком В.И. Коваленко 19.07.2001 г.

Поступило 19.07.2001 г.

При террейновом анализе складчатых поясов одной из наиболее дискуссионных проблем является реконструкция границ отдельных тектонических блоков, так как в подобных зонах часто в непосредственной близости находятся разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках и относящиеся, следовательно, к различным типам террейнов.

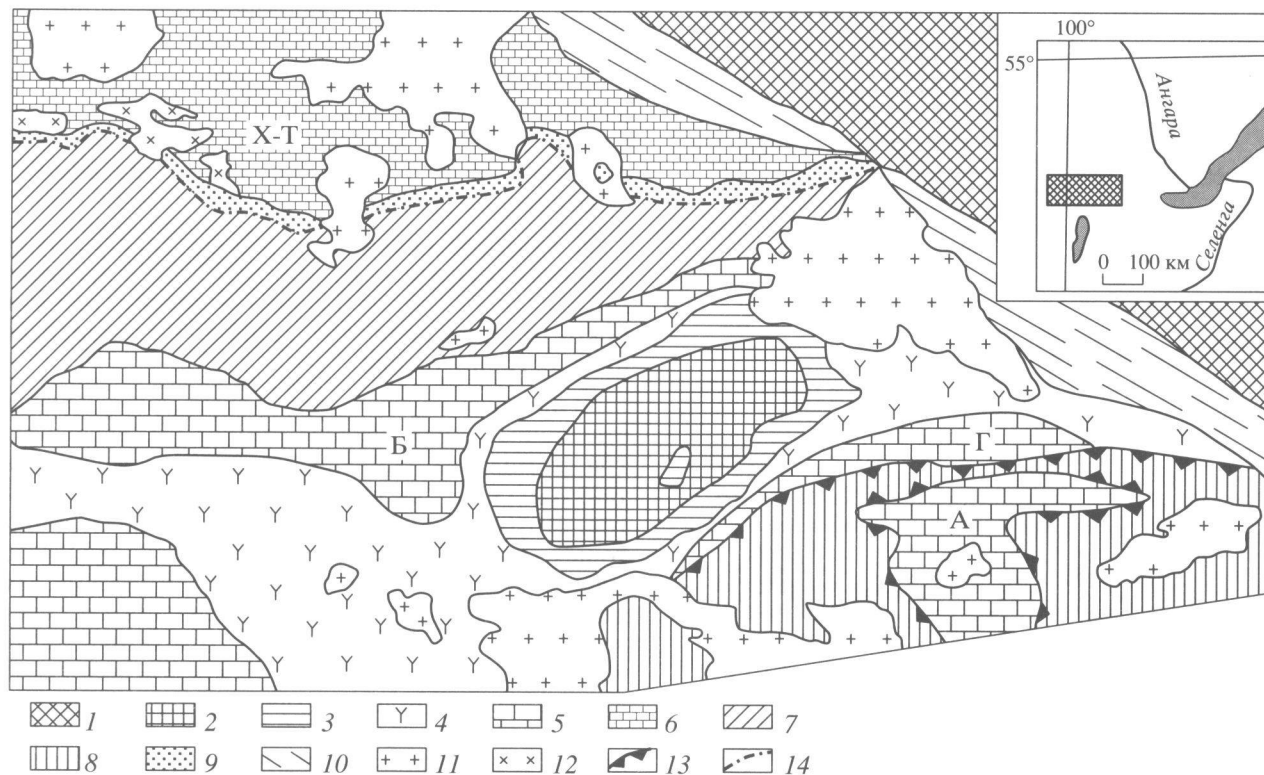
Одним из наиболее хорошо изученных террейнов в пределах северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса является Тувино-Монгольский микроконтинент [1, 8, 9 и др.]. Он относится к кратонному типу террейнов и характеризуется двухъярусным строением. Фундамент микроконтинента слагают дорифейские блоки континентальной коры, рифейские островодужные образования и пластины пород офиолитовой ассоциации. Чехол представлен рифейским и венд-кембрийским шельфовыми карбонатными комплексами [1, 3], по которым, в большинстве случаев, и определяется граница данного микроконтинента. До настоящего времени не возникало сомнений в генетическом родстве карбонатных отложений в пределах выделяемых в составе венд-кембрийского чехла всех свит и серий. Однако проведенные нами комплексные литолого-геохимические исследования осадочных толщ в северной части Тувино-Монгольского микроконтинента и петролого-геохимическое изучение прорывающих их гранитоидов позволили пересмотреть общепринятое мнение о положении северной границы микроконтинента, отделяющей его от Хамсаринского блока.

Традиционно считается [3, 4, 13], что венд-кембрийский чехол слагает две субширотные протяженные полосы в юго-восточной части Восточного Саяна и Западном Прихубсугулье (рис. 1). Южная полоса сложена карбонатными породами боксонской серии (Окинская структурно-форма-

ционная зона), горлыкской и арашейской свит (Ильчирская структурно-формационная зона). Северная полоса – карбонатными отложениями Хайт-Тиссинского междуречья. При этом предыдущие исследователи [3, 4], объединяя отложения этих двух полос в единый чехол микроконтинента, отмечали некоторые отличия в их составах и особенностях строения. Несмотря на то, что для карбонатных отложений как южной, так и северной полосы чехла микроконтинента характерно преобладание доломитов в нижних частях разрезов при широком распространении известняков в верхних горизонтах, мощность доломитов северной полосы составляет менее 40% общего объема толщи, в то время как для южной полосы она превышает 70%. В карбонатных отложениях северной полосы не обнаружены многие литотипы пород, в том числе строматолитовый, высокоглиноземистый, фосфоритовые горизонты, характерные для отложений южной полосы [3]. Напротив, карбонатные породы северной полосы отличаются сравнительным однообразием и монотонностью, отсутствием маркирующих горизонтов и нередко регионально метаморфизованы в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций метаморфизма.

Стратотипические разрезы венд-кембрийского чехла представляют собой практически чистые карбонатные толщи с минимальным количеством терригенной примеси (кварц, мусковит – 1–3%), в то время как в разрезах Хайт-Тиссинского междуречья встречаются прослойки и линзы песчаников, глинистых сланцев и метавулканитов. В карбонатных породах в значительном количестве присутствуют обломки кремнистых пород, зеленых сланцев (кварц+эпидот+слюда), моноклинного пироксена, основного плагиоклаза, оливина, мусковита, примесь туфогенного и рудного материала, из вторичных минералов широко распространены эпидот, серпентин, сфен, тальк, цоизит, цеолиты.

Проведенные изотопные исследования углерода и кислорода в карбонатных отложениях венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента также выявили значительные



**Рис. 1.** Геологическая схема юго-восточной части Восточного Саяна. 1 – раннекембрийские отложения фундамента Сибирской платформы; 2 – раннепротерозойские кристаллические породы фундамента Гарганской глыбы; 3 – рифейские отложения чехла Гарганской глыбы; 4 – рифейские офиолиты; 5 – венд-кембрийские карбонатные отложения чехла Тувино-Монгольского микроконтинента; 6 – кембрийские карбонатные отложения Хайт-Тиссинского междуречья; 7 – ордовик-силурийские (?) терригенные отложения окинской серии; 8 – ордовик-силурийские осадочно-вулканогенные отложения Ильчирской структурно-формационной зоны; 9 – олистостромовый горизонт; 10 – палеозойские гранитоиды сархойского и огнитского комплекса (нерасчлененные); 11 – гранитоиды таннуольского комплекса; 12 – зона сочленения складчатого пояса и Сибирского кратона; 13 – надвиги; 14 – предлагаемая граница Тувино-Монгольского микроконтинента. Буквы на схеме – карбонатные отложения: X–Т – Хайт-Тиссинского междуречья, Б – боксонской серии, Г – горлыкской свиты, А – араошейской свиты. На врезке обозначен район исследований.

отличия в отложениях южной и северной полос [12]. Так, при хорошей корреляции изотопных данных для карбонатных отложений южной полосы и их положительной корреляции с опорными разрезами Западной Монголии и Сибирской платформы были отмечены отличия изотопных характеристик для карбонатных отложений северной полосы. При изучении диамиктов в нижних частях разрезов южной полосы отмечены высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  (более 31‰) и  $\delta^{13}\text{C}$  (4.4–5.5‰). Подобный литотип в нижней части разреза северной полосы по своим изотопным меткам кислорода и углерода значительно отличается от южной и соответственно имеет следующие значения 19.3–24.8‰ и –2.1...–08.

Проведенные геохимические исследования осадочных толщ южной полосы позволили установить, что совмещенные разрезы горлыкской и араошейской свит сопоставимы с полным разрезом боксонской серии и являются его временными и литолого-геохимическими аналогами [10].

В то же время при геохимической корреляции карбонатных отложений северной полосы с карбонатными породами южной отмечены значительные различия в распределении основных типоморфных и примесных элементов (рис. 2). Отложения Хайт-Тиссинского междуречья накапливались в более узком диапазоне физико-химических условий седиментогенеза, которые соответствуют прибрежно-морским мелководным обстановкам накопления при активном тектоническом режиме в непосредственной близости от питающих провинций, в то время как карбонатные отложения южной полосы формировались в обстановках шельфовых фаций широкого диапазона глубин накопления при пассивном тектоническом режиме. Для карбонатных отложений северной полосы характерны более высокие содержания Ti, Zr, Sr, Ba (рис. 2a) и более неравномерное распределение их по разрезу, чем в отложениях южной полосы. Несмотря на то, что источники сноса этих двух карбонатных комплексов реконструируются как

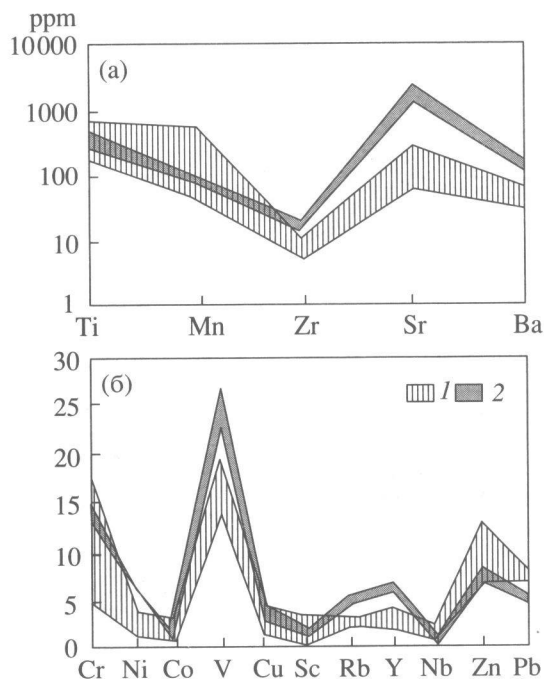


Рис. 2. Распределение основных типоморфных (а) и примесных (б) элементов в карбонатных отложениях венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (1) и Хайт-Тиссинского междуречья (2).

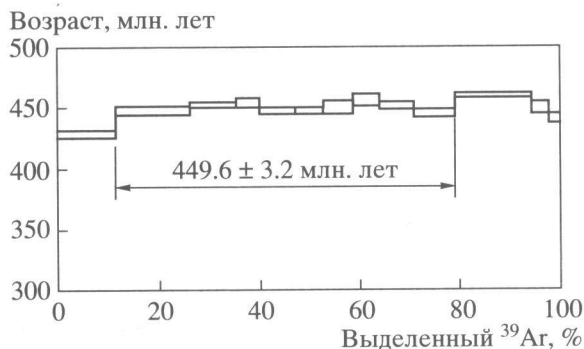


Рис. 3. Аргон-аргоновый возрастной спектр для гранодиорита таннуольского комплекса.

породы основного и ультраосновного составов, характер распределения элементов-примесей в карбонатных отложениях южной и северной полосы имеет значительные отличия (рис. 2б). Также для них отмечены значительные различия в их металлогенической специфике. Фосфориты и бокситы характерны для южной полосы и отсутствуют в северной, где отмечена региональная геохимическая аномалия стронция (до 1.3%).

Таким образом, карбонатные породы Хайт-Тиссинского междуречья по своим геолого-геохимическим данным не являются шельфовыми отложениями чехла Тувино-Монгольского микроконтинента,

а соответствуют обстановкам седиментогенеза в пределах задуговых бассейнов [11].

Бесспорно общим для карбонатных отложений южной и северной полос остается только их соответственно венд-кембрийский и кембрийский возраст, полученный на основе фаунистических находок [3, 4].

В качестве косвенного доказательства чужеродности осадочных отложений Хайт-Тиссинского междуречья чехлу Тувино-Монгольского микроконтинента являются данные по прорывающим их гранитоидам.

В пределах изучаемого сегмента, согласно существующим геологическим схемам [5], выделяется три комплекса раннепалеозойских гранитоидов: таннуольский диоритов-гранодиоритов-тоналитов, сархойский преимущественно двуполевошпатовых гранитов и огнитский комплекс гранитов-сиенитов. Два из них, сархойский и огнитский, традиционно отмечаются среди отложений как северной, так и южной полосы. При этом, если гранитоиды, прорывающие отложения южной полосы, являются относительно хорошо изученными на основании как петрогеохимических, так и геохронологических данных (например, [9]), то отнесение массивов двуполевошпатовых гранитов и сиенитов, фиксирующихся среди образований северной полосы, к сархойскому и огнитскому комплексу проведено условно при полном отсутствии каких-либо геохронологических данных. Гранитоиды же диорит-гранодиорит-тоналитовой серии таннуольского комплекса отмечаются только среди осадочных отложений Хайт-Тиссинского междуречья и, кроме того, пользуются широким распространением в южной части контактирующего с Тувино-Монгольским микроконтинентом Хамсаринского блока [5]. Крупных массивов гранитоидов таннуольского комплекса в пределах северного сегмента Тувино-Монгольского микроконтинента не выявлено.

Детальное изучение специфических для Хайт-Тиссинского междуречья массивов гранитоидов, относящихся к таннуольскому комплексу, показало, что породы в этих массивах представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами и тоналитами при подчиненном количестве габбро. Содержание и распределение в гранитоидах редких и редкоземельных элементов указывает на их сходство с гранитоидами, формирующимися или в обстановках островных дуг, или при столкновении островной дуги и континентальной окраины [7]. Ar-Ar-датирование по биотиту гранодиорита одного из таких массивов в пределах Хайт-Тиссинского междуречья, выполненное в ОИГГМ СО РАН, показало, что возраст данных пород соответствует  $449.6 \pm 3.2$  млн. лет (рис. 3). Исходя из того, что время основного палеозойского коллизивного события в данном регионе оценивается в

интервале 465–485 млн. лет [2, 6], заставляет нас рассматривать данные образования как постколлизийные. Основываясь на этих данных, мы связываем формирование изученных гранитоидов диорит-гранодиорит-тоналитовой серии с причленением островодужного Хамсаринского террейна к Тувино-Монгольскому микроконтиненту и полагаем, что данные гранитоиды фиксируют зону сочленения указанных выше двух террейнов.

В результате проведенных геолого-геохимических исследований карбонатных отложений Хайт-Тиссинского междуречья и прорывающих их гранитоидов таннуольского комплекса можно сделать следующие выводы.

1. Карбонатные отложения Хайт-Тиссинского междуречья не являются составной частью венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента, а относятся к соседнему с ним Хамсаринскому террейну;

2. По своим геохимическим характеристикам карбонатные отложения Хайт-Тиссинского междуречья соответствуют обстановкам задуговых бассейнов;

3. Гранитоиды таннуольского комплекса на изученной территории имеют возраст  $449.6 \pm 3.2$  млн. лет и относятся к постколлизийным образованиям, трассирующим зону сочленения Хамсаринского террейна с Тувино-Монгольским микроконтинентом.

Эти выводы стали возможны только в результате совместных исследований осадочных и магматических образований, так как независимо друг от друга было трудно объяснить столь резкие различия осадочных отложений северной и южной полос Тувино-Монгольского микроконтинента и присутствие подобного типа гранитов в его структуре.

Предлагаемая методика вещественных исследований осадочных и магматических комплексов позволяет решать спорные вопросы террейнового анализа и пересмотреть границы уже существующих террейнов.

Авторы благодарят Д.П. Гладкочуба и А.М. Мазукабзова (ИЗК СО РАН) за обсуждение представленных материалов и А.В. Пономарчука (ОИГГМ СО РАН) за выполненные геохронологические исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 00–05–64142, 00–05–64585, 00–15–98576, 01–05–64000).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беличенко В.Г., Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. // ДАН. 1999. Т. 364. № 1. С. 80–83.
2. Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 29–40.
3. Бутов Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1996. 152 с.
4. Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Дорбецова Н.Л. и др. Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
5. Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
6. Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. и др. // ДАН. 2000. Т. 374. № 1. С. 79–83.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
8. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
9. Кузьмичев А.Б. // Геотектоника. 2000. № 6. С. 76–92.
10. Летникова Е.Ф. Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2000. С. 407–410.
11. Летникова Е.Ф. Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. Сыктывкар, 2001. С. 141–145.
12. Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 3. С. 23–41.
13. Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. // Геотектоника. 1992. № 6. С. 18–36.