



## THE SOUTHERN FRAGMENT OF THE SIBERIAN CRATON: “LANDSCAPE” HISTORY OVER TWO BILLION YEARS

A. M. Stanevich<sup>1</sup>, I. M. Mashchuk<sup>1</sup>, A. M. Mazukabzov<sup>1</sup>,  
A. A. Postnikov<sup>2</sup>, T. A. Kornilova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of the Earth's Crust Siberian Branch of RAS, 664033, Irkutsk, Lermontov str., 128, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, 630090, Novosibirsk, Academician Koptyug Pr., 3, Russia*

**Abstract:** In the state-of-the-art geology, concepts of evolution of interrelated geodynamic and biotic events throughout the history of the Earth have been developed (Fig. 1). Research results on sediments, bio-stratigraphy and geodynamics of the southern fragment of the Siberian craton (SSC, Fig. 2) provide for more or less reliable assessments of the status and evolution of ancient landscapes and biotas from the Lower Proterozoic to the Cenozoic.

In the Lower Proterozoic, the geodynamic regime of the Urik-Iyskiy graben was similar to those of the western-pacific island-arc systems, which resulted in the orogen formation and established post-orogen granitoids of 1.86 bln years of age. At the beginning of the Early Riphean, volcano-sedimentary masses were accumulated in continental basins (Fig. 2, 3A). Collision orogenesis also resulted in the occurrence of the terrigeno-volcanogenic complex of the Akitkanskaya suite in the Western Pribaikalie and the transecting Irelskiy granitoids, aged 1.86 bln years, at the edge of the craton. Later on, most probably before the Riphean, peneplanation took place, and a shallow peripheral sea was formed with highly-mature sediments of the Purpolskaya suite. Different environments are reconstructed in the Kodar-Udokan zone. Sediments of the Udokanskaya suite, varying in thicknesses from 11 to 14 km, suggest a complicated evolution of sedimentation in the peripheral marine basin. Dozens of radiochronological datings of granitoids of the Chuskiy and Kodarskiy complex which transect the Udokanskaya suite are within the range from 1.7 to 2.0 bln years. From the deposit composition and texture, it can be suggested that the middle, Chineiskaya sub-suite was formed under island-arc conditions; and glacial phenomena occurred in the late Udokan time.

Further geological history of the SSC can be described only within the period after the Late Riphean sedimentations (see Fig. 3B, B). The SSC evolution in the Neo-Proterozoic began with divergence events, which most probably occurred in the period of 1000–850 mln years in the east, and in the interval of 780–730 mln years in the west of the territory. The latest period is logically aligned with disintegration of Rodini, the super-continent. The period of 780–680 mln years in the eastern part of the region can be defined by the beginning of convergency processes, formation and evolution of the island arc and the back-arc basin. It is supposed that basal layers of the Baikalskaya and Oselokskaya suites and their analogues occurred 730 mln years ago, and evidences of glacial processes in these series correlate with the global Sturtian glaciations. The period of 680–630 mln years was characterized by formation of the foreland-type peripheral basin which was then replaced by a system of orogen-type submountain troughs in the Early Vendian (from 630 mln years, see Fig. 3Г). The second half of the Vendian in various zones of SSC was distinguished by shallow-water carbonate-terrigenous sediments of a similar type. Compensatory sedimentation occurred in residual valleys of the basin. Fast infill of the basin and leveling of the relief resulted in the stationary regime of the relatively shallow, yet vast basin. In the Early Cambrian, carbonate sedimentation occurred throughout the Siberian Platform and in the area adjacent to the SSC (see Fig. 3Д).

The Paleozoic sediments preserved mainly in the central and northern regions of the Siberian Platform reflect a complex evolution of internal and epicontinental seas and shallower basins of the Siberian continent named Angarida. In the Ordovician, predominating were carbonate rocks with marine fauna. In the Silurian was characterized by a variety of sediments formed in different marine environments, ranging from distal shelf to shallow water and salted gulfs. In the Late Silurian and the Early Devonian, the territory of Angarida was land. Local volcanism with mafic lava eruptions through fractures took place at the background of sub-continental sedimentation. In the Late Paleozoic, the geologic development was marked by major transformation of the pattern of tectonic structures, that was most likely related to inside-plate extension and thinning of the continental crust. In the Mid and Late Carbon (Fig. 4A), the integrated Tungusskiy sedimentation basin was formed as a result of continuous and uniform bending. In the Early Permian (see Fig. 4B), positive tectonic movements led to significant dewatering of the Paleozoic basins, so that they turned into a washed-out area. Overall raising of the Siberian Platform preconditioned climate changes, such as aridization and climate cooling. In the Mesozoic, landscapes were presented by a combination of flat uplands, wide river valleys with swampy plains and lakes wherein carbonous sediments were accumulated. Basic volcanism with shield eruptions and sub-volcanic rocks was typical then. In the Jurassic (see Fig. 4B), elements observed in the recent topography of the Siberian Platform were formed. In that period, major structural transformation occurred in association with the largest diastrophic cycles in the territory of the Eastern Asia, including formation of the Baikal rift and its branches.

From the analyses of the available data which are briefly presented above, it is obvious that the period of two billion years in the Earth history includes numerous epochs of diastrophic processes of tremendous destructive capacity. Unconformities of formations differing in ages by millions and even hundreds of million years, as those dating back to the Pre-Cambrian, suggest quite realistic yet astounding visions. At the background of scenarios of floods, rock up-thrusts, volcanic explosions and earthquakes evidenced from the very remote past, the current geological and climatic phenomena may seem quite trivial.

**Keywords:** the Proterozoic, the Phanerozoic, the south of the Siberian craton, evolution, landscapes, biocenoses.

**Recommended by** D.P. Gladkochub 27 October 2009

Stanevich A.M., Mashchuk I.M., Mazukabzov A.M., Postnikov A.A., Kornilova T.A. The southern fragment of the Siberian craton: "landscape" history over two billion years // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1. № 1. P. 103–118.

## ЮЖНЫЙ ФРАГМЕНТ СИБИРСКОГО КРАТОНА: "ЛАНДШАФТНАЯ" ИСТОРИЯ ЗА ДВА МИЛЛИАРДА ЛЕТ

А. М. Станевич<sup>1</sup>, И. М. Мащук<sup>1</sup>, А. М. Мазукабзов<sup>1</sup>,  
А. А. Постников<sup>2</sup>, Т. А. Корнилова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

<sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, 3, Россия

**Аннотация:** Сегодня в геологии выработаны представления об эволюции взаимосвязанных геодинамических и биотических событий в истории Земли. Результаты седиментационных, биостратиграфических и геодинамических исследований южного фрагмента Сибирского кратона (ЮСК) позволяют с той или иной степенью достоверности оценить состояние и эволюцию древних ландшафтов и биот с нижнего протерозоя до кайнозоя.

В нижнем протерозое Урикско-Ийского грабена существовал геодинамический режим, по своим характеристикам сходный с островодужными системами западно-тихоокеанского типа, приведший к формированию орогена и становлению посторогенных гранитоидов с возрастом 1.86 млрд лет. В начале раннего рифея в континентальных бассейнах шло накопление осадочно-вулканогенных толщ. Терригенно-вулканогенные отложения акитканской серии Западного Прибайкалья и прорывающие их гранитоиды ирельского комплекса с возрастом 1.86 млрд лет формировались на краю кратона также в результате процессов коллизионного орогена. Далее, видимо до начала рифея, происходила пенеппенизация территории с последующим заложением мелководного окраинного моря, где формировались высокосозревшие осадки пурпольской свиты. Другие обстановки реконструируются в Кодаро-Удоканской зоне. Отложения удоканской серии мощностью 11–14 км показывают сложную эволюцию осадконакопления морского окраинного бассейна. Десятки радиохронологических датировок гранитоидов чуйско-кодарского комплекса, прорывающих удоканскую серию, укладываются в интервал 1.7–2.0 млрд лет. По составу отложений и текстурам предполагается существование островодужных условий во время формирования средней, чинейской, подсерии и гляциальные события в позднеудоканское время.

Дальнейшая геологическая история ЮСК может быть описана только с позднерифейских образований. Эволюция ЮСК в неопротерозое начинается с дивергентных событий, которые наиболее вероятно проявились в интервале 1000–850 млн лет на востоке и в интервале 780–730 млн лет на западе территории. Последний период логично увязывается с процессами распада суперконтинента Родиния. Период в 780–680 млн лет в восточной части региона определяется началом конвергентных событий, заложением и эволюцией островной дуги и задугового бассейна. Предполагается, что формирование базальных слоёв байкальской и оселковской серий и их аналогов происходило 730 млн лет назад, а свидетельством присутствующих в них гляциальных событий коррелируются с глобальным стертовским оледенением. Период в 680–630 млн лет характеризуется образованием окраинного бассейна форландового типа, который в раннем венде – 630 млн лет – сменился системой предгорных прогибов орогенного этапа. Вторая половина венда в разных зонах ЮСК определяется схожим типом мелководных карбонатно-терригенных отложений. Компенсационное осадконакопление происходило в остаточных впадинах бассейна. Быстрое его заполнение и нивелирование рельефа привели к режиму пассивного осадконакопления в относительно мелководном, но обширном бассейне. В раннем кембрии карбонатонакопление распространилось по всей площади Сибирской платформы и прилегающей территории ЮСК.

Отложения палеозоя, сохранившиеся преимущественно в центральных и северных районах Сибирской платформы, отражают сложную эволюцию внутренних и эпиконтинентальных морей и более мелких бассейнов Сибирского континента – Ангариды. В ордовике наблюдается господство карбонатных пород с морской фауной. Силур характерен разнообразной гаммой осадков разных морских обстановок, от дистального шельфа до мелководья и засоленных заливов. В конце силура и начале девона территория Ангариды представляла собой сушу. На фоне субконтинентальной седиментации был проявлен локальный вулканизм с трещинным излиянием лав основного состава. Позднепалеозойский этап геологического развития ознаменовался крупной перестройкой плана тектонических структур, которая, по всей видимости, связана с внутриплитным растяжением и утонением континентальной коры. В среднем–позднем карбоне в результате длительного и равномерного прогибания сформировался единый Тунгусский седиментационный бассейн. В раннепермскую эпоху положительные текто-

нические движения привели к значительному осушению палеобассейнов и превращению их в область размыва. Общее поднятие Сибирской платформы обусловило изменения климата в сторону аридизации и похолодания. В мезозое ландшафты представляли собой сочетание пологих поднятий, широких речных долин с болотистыми равнинами и озерами, где накапливались угленосные отложения. Характерен базитовый вулканизм, известный в виде как щитовых эффузивов, так и субвулканических пород. В юрском периоде происходит становление основных элементов современного рельефа Сибирской платформы. Это время крупной структурной перестройки, связанной с проявлениями на территории Восточной Азии значительных диастрофических циклов, в том числе и заложением Байкальского рифта и его ветвей.

Анализируя данные за два миллиарда лет, можно отчетливо представить, что в истории Земли существовали эпохи диастрофических процессов огромной разрушительной силы. Несогласие между толщами, разделенными миллионами и тем более сотнями миллионов лет (как в докембрии), может вызвать вполне реальные картины, потрясающие воображение. Это сюжеты происходивших в далеком прошлом наводнений, горювоздыманий, извержений вулканов и землетрясений, по сравнению с которыми наблюдаемые в современности проявления геологической и климатической активности представляются достаточно обыденными.

*Ключевые слова: протерозой, фанерозой, юг Сибирского кратона, эволюция, ландшафт, биоценоз.*

## ВВЕДЕНИЕ

Ландшафт любого района Земли определяется сложным сочетанием тектонического режима, климатических параметров и биохимического влияния комплексов организмов. Все эти процессы и их следствия в разной степени взаимосвязаны и в разной степени определяют строение земной поверхности. В палеогеографии наиболее полно восстанавливаются ландшафтные обстановки позднего кайнозоя. Достоверность фанерозойских реконструкций уменьшается экспонентно к наиболее древним геологическим образованиям зона, а протерозойские комплексы пород, ввиду их исключительной временной фрагментарности, зачастую позволяют дать только приближенную палеогеографическую интерпретацию. Вместе с тем результаты седиментационных, биостратиграфических и геодинамических исследований позволяют с той или иной степенью достоверности оценить состояние древних ландшафтов. Одним из следствий подобного анализа может стать оценка вероятности тех или иных катастрофических событий в каждый из рассмотренных ниже отрезков земной истории.

Временная и пространственная локальность приведенных ниже событий должна рассматриваться на фоне взаимосвязанных геодинамических и биотических моментов в истории Земли (рис. 1). Весь громадный комплекс известных геологических данных свидетельствует о закономерной периодичности эволюционных изменений. По мнению Е.Е. Милановского [Милановский, 1995; Подобина, Родыгин, 2000], существует «многоуровневая иерархическая система пульсационных циклов разных рангов и длительности». Среди многих подсчетов периодичности геологических событий следует привести период 30–35 млн лет, связываемый с глубоинной геодинамикой [Добрецов, Курдяшкин, 1994], или период 215 млн лет, связываемый с колебаниями системы Земля – Луна [Милановский, 1995]. Событий, связанных с повышением радиоактивности среды и интенсификацией процессов рифтогенеза, в результате которых произошли резкие изменения в составе биогеоценозов, только в фане-

розое насчитывается семнадцать [Neruchev, 1999]. Их периодичность связывается с интервалами чуть более 30 млн лет в рамках галактического года длительностью в 216–217 млн лет. Несомненно, что беглый анализ биотических «катаклизмов» подразумевает катастрофические, с человеческой точки зрения, ландшафтные и климатические изменения.

В южном фрагменте Сибирского кратона (рис. 2) обнажаются породы от нижнего протерозоя до кайнозоя. Их достаточно полная изученность позволяет представить обстановки формирования отложений. Вместе с тем на юге кратона практически не сохранилось отложений среднего палеозоя. Обстановка этого времени в ЮСК возможно только предположить по геологическим комплексам, развитым севернее, в центральных зонах кратона, и по тектоническим реликтам среднепалеозойских пород Забайкалья.

## НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

В Присаянской зоне кратона к палеопротерозойскому уровню относятся образования, слагающие Урикско-Ийский фрагмент, который в современной структуре кратона трактуется как грабен (рис. 2). По составу в них обособляются вулканогенно-терригенные и терригенные образования, указывающие на существование здесь геодинамического режима, подобного островодужным системам западно-тихоокеанского типа. Последующая аккреция их с микроконтинентами, сложенными архейскими комплексами, привела к формированию орогена. На заключительных стадиях развития орогена в результате регионального растяжения произошло становление посторогенных гранитоидов (саянский, шумихинский комплексы) с возрастом 1.86 млрд лет [Donskaya et al., 2002; Левицкий и др., 2002].

Раннерифейские образования представлены сложными литодинамическими комплексами, объединяемыми в ермосохинскую и ангаульскую свиты. Формирование груботерригенных образований (ермосохинская свита) осуществлялось в континентальных условиях межгорного прогиба, что указывает на проявление здесь эндогенных процессов,

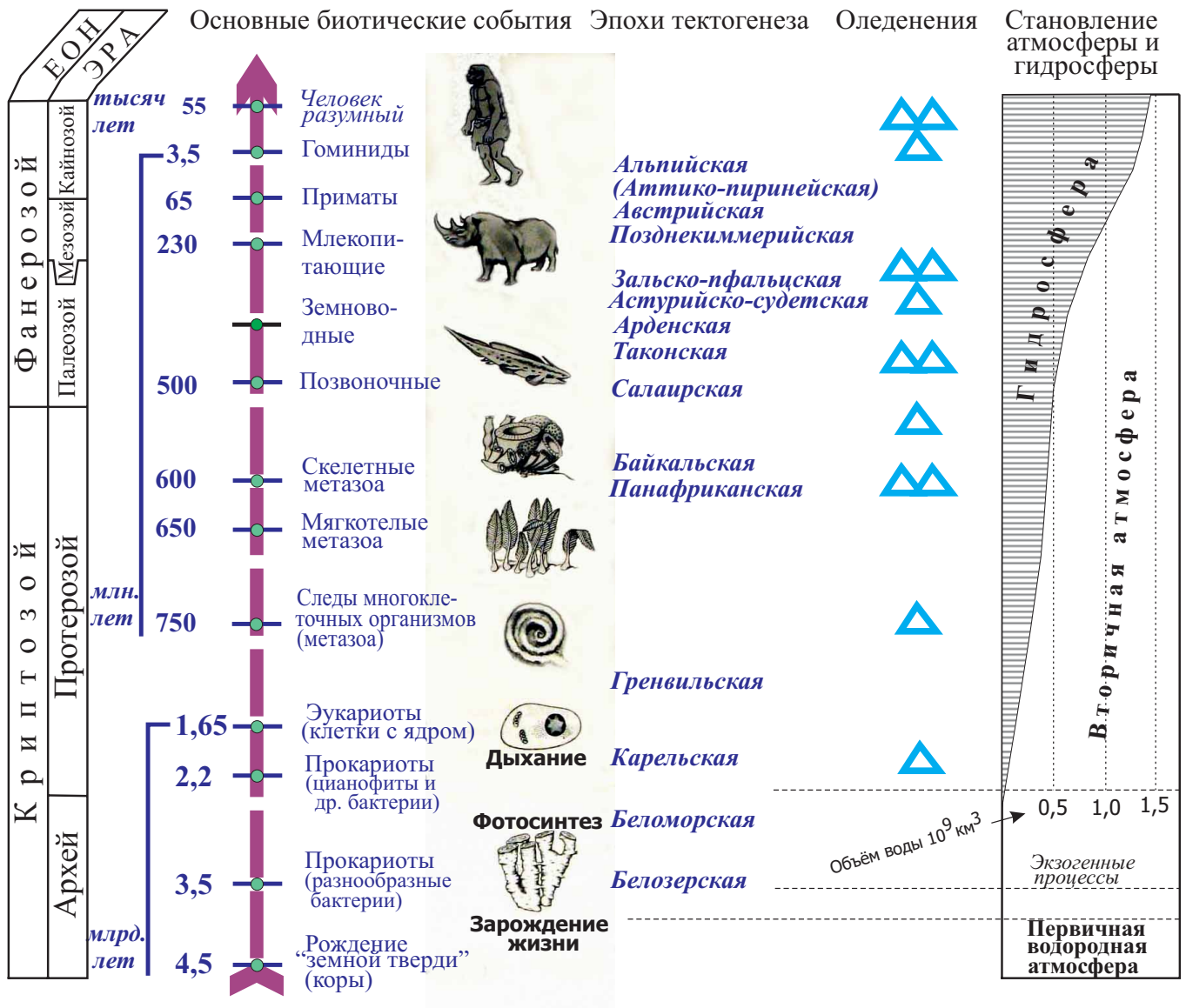


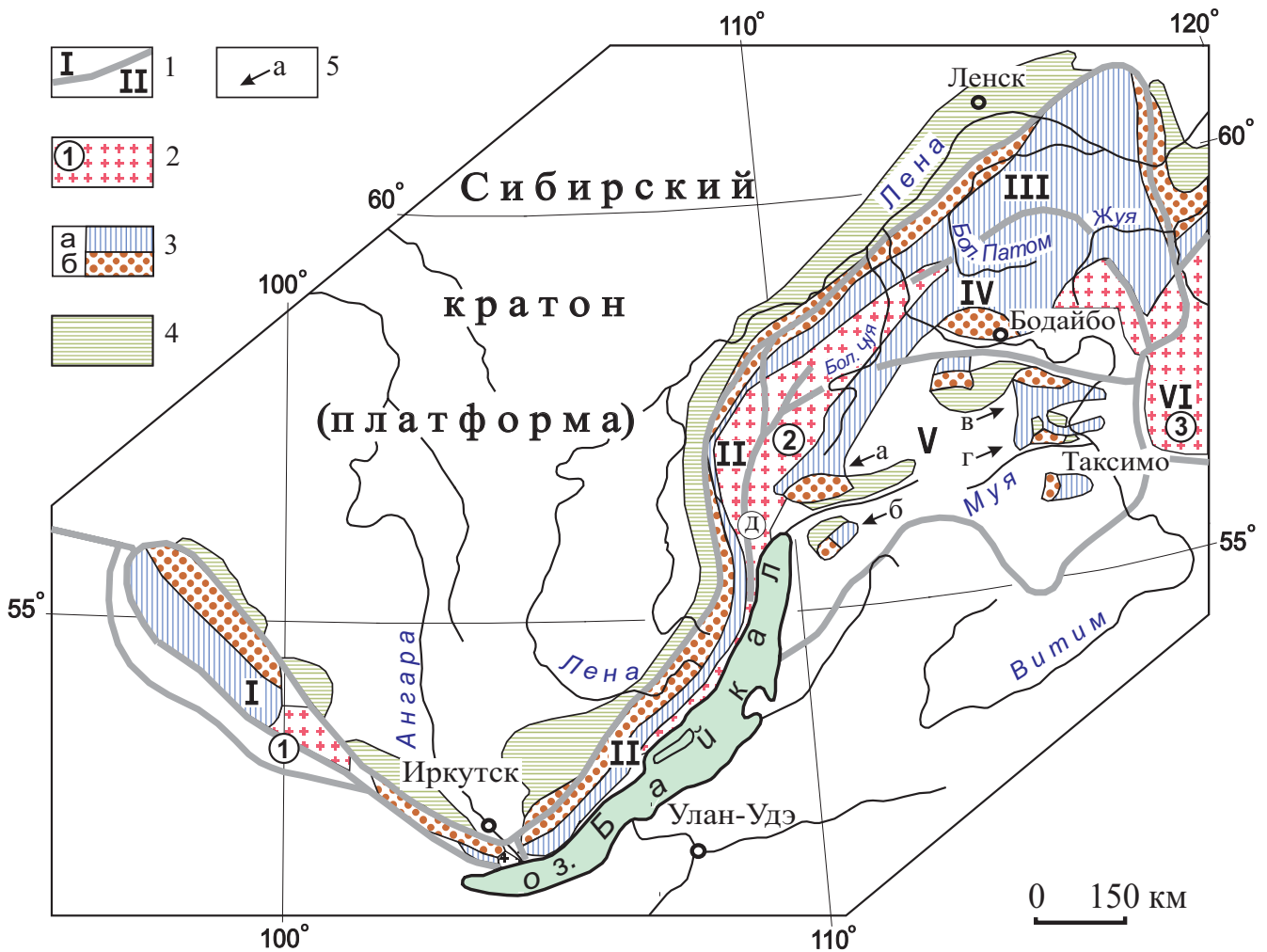
Рис. 1. Схема основных тектонических, ландшафтных и биотических событий в истории Земли [Казakov, 1995; Елkin, Прашкевич, 2003; Чумаков, 2004].

Fig. 1. The scheme of main tectonic, landscape and biotic events in history of the Earth [Kazakov, 1995; Yolkin, Prashkevich, 2003; Chumakov, 2004].

способствовавших возникновению расчлененного рельефа (рис. 2, 3, А). Накопление их происходило в пределах предгорной аккумулятивной равнины под действием временных и постоянных водотоков, что видно по степени сортировки и окатанности обломков в конгломератах, косой слоистости в песчаниках. Судя по набору пород в конгломератах и их ориентировке, снос обломочного материала осуществлялся с юго-запада. Синхронно с этим осуществлялось формирование вулканических построек и накопление вулканитов основного, реже кислого состава с прослоями терригенных пород (ангаульская свита). Эффузивы ангаульской свиты тесно связаны с диабазами и габбро-диабазами ангаульского интрузивного комплекса. Их возраст принимается как нижнерифейский ( $1600 \pm 100$  млн лет, Rb-Sr

датировка по валу породы), а их геохимические характеристики, свидетельствующие о рифтогенной природе, позволяют рассматривать эти образования как типичные внутриплитные [Gladkochub et al., 2007].

Наиболее полные разрезы осадочных и магматических пород нижнего протерозоя присутствуют в Аkitканском поясе и Кодаро-Удоканской зоне (см. рис. 2). Для породных комплексов этих территорий, в отличие от других, известен ряд схожих корректных датировок из гранитов и основных пород. Изучение интрузивных комплексов, осадочных и осадочно-вулканогенных ассоциаций, относящихся к среднему палеопротерозою, позволяет полагать, что они отражают геодинамические условия, характерные для островодужных и частично коллизион-



**Рис. 2.** Южный фрагмент Сибирского кратона. 1 – контуры Саяно-Байкальской складчатой области, границы и номера структурно-формационных зон и поясов: зоны: I – Присаянская, II – Прибайкальская, III – Патомская, IV – Бодайбинская, V – Байкало-Муйская, VI – Кодаро-Удоканская; пояса: внешний, приплатформенный (зоны I, II, III), внутренний (зоны IV, V); 2 – индикаторные осадочные и магматические комплексы нижнего протерозоя (в кружках: 1 – Урикско-Ийский грабен, 2 – Аkitканский пояс, 3 – Кодаро-Удоканское поднятие); 3 – осадочные и осадочно-вулканогенные породы позднего протерозоя: а – рифея, б – венда; 4 – основные обнажения кембрия; 5 – районы Байкало-Муйской зоны: а – Олоkitско-Холоднинский район, б – Котеро-Уакитский район, в, г – Муйский район (в – Делюно-Уранский хребет, г – Северо-Муйский хребет); д – Байкальский хребет.

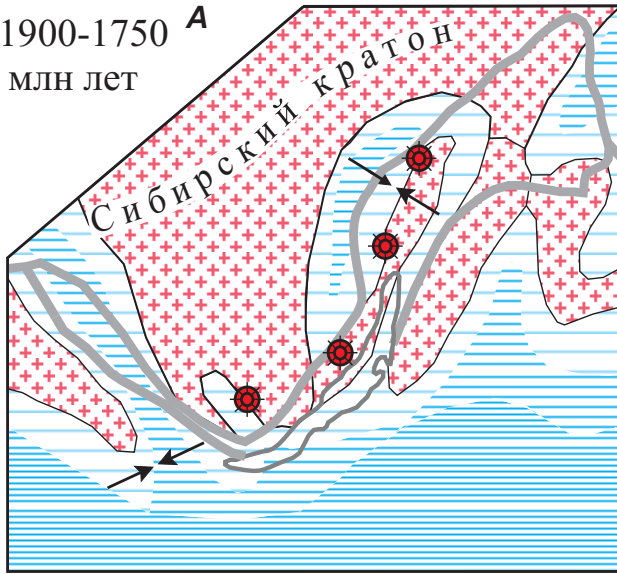
**Fig. 2.** The southern fragment of the Siberian craton. 1 – contours of the Sayan-Baikal folded region, borders and numbers of structural and formation zones and belts. Zones: I – Prisaianie; II – Pribaikalie; III – Patom; IV – Bodaibo, V – Baikalo-Muay, VI – Kodar-Udokan. Belts: external, near-platform (zones I, II, III), internal (zones IV, V); 2 – indicating sedimentary and magmatic complexes of the Lower Proterozoic (in circles: 1 – Urlik-Iyski graben, 2 – Akitkan belt, 3 – Kodar-Udokan elevation). 3 – sedimentary and sedimentary volcanogenic rocks of the Late Proterozoic: a – the Riphean, б – the Vendian; 4 – basic exposures of the Cambrian. 5 – areas of the Baikalo-Muay zone: а – Olokit-Kholodnaya area, б – Kotera-Uakit area, в and г – Muya area (в – Delyun-Uranski ridge, г – North-Muya ridge); д – Baikali ridge.

ных обстановок [Ларин и др., 2003]. Естественно, что такие геодинамические условия определяли изменение ландшафтов – от морских до континентальных. Осадочно-вулканогенная толща аkitканской серии Байкальского и Аkitканского хребтов [Салоп, 1964; Gladkochub et al., 2007; и др.] включает конгломераты, песчаники и псаммитовые туффыты малокосинской и чайской свит. Их разделяет сложно построенный терригенно-вулканогенный комплекс, выделяемый как хибеленская свита. Этот вертикальный ряд надстраивается грубозернистыми и косослоистыми песчаниками окуньской свиты. Породы аkitканской серии до чайского уровня прорываются гранитоидами ирельского комплекса, ко-

магматическими вулканитами хибеленской свиты. Возраст становления гранитоидов оценивается U-Pb методом по цирконам значениями  $1866 \pm 6$  млн лет [Неймарк и др., 1991]. В то же время дайки базитов чайского комплекса с возрастом 1.67 млрд лет [Gladkochub et al., 2007; и др.] прорывают весь разрез аkitканской серии. Согласно последней работе, анализ более ранних событий протерозоя и постколлизийный статус гранитоидов указывают на то, что заложение Аkitканского вулканоплутонического пояса произошло на окраине кратона и связано с коллапсом палеопротерозойского коллизийного орогена. Однако эти события растяжения не привели к обширному проявлению деструкционных про-

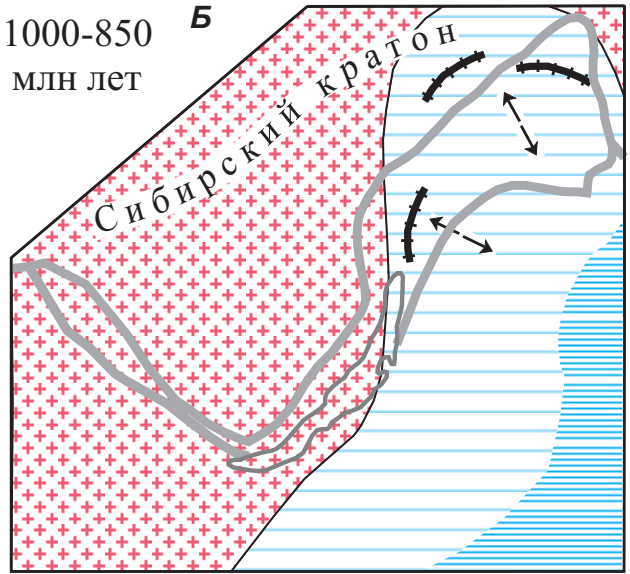
Ранний протерозой

1900-1750  
млн лет



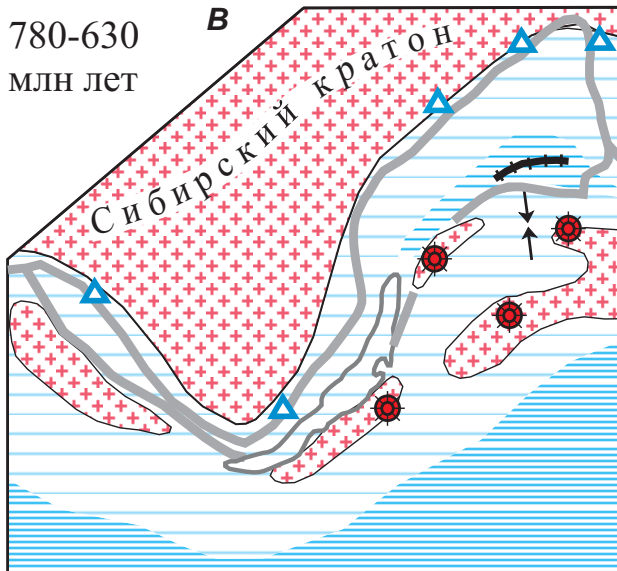
Поздний рифей

1000-850  
млн лет



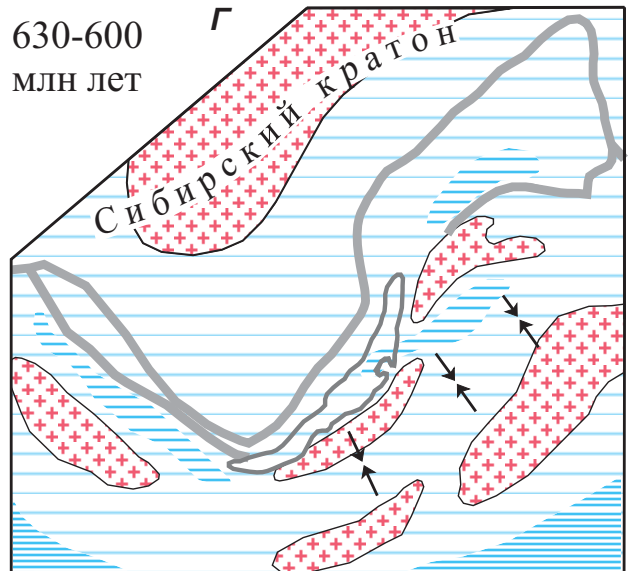
Поздний рифей

780-630  
млн лет



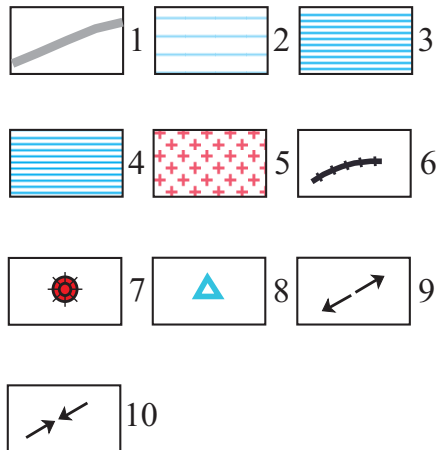
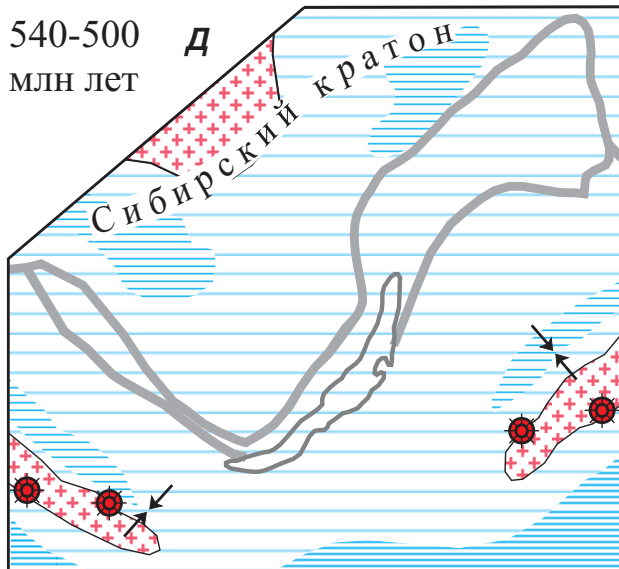
Ранний венд

630-600  
млн лет



Кембрий

540-500  
млн лет



**Рис. 3.** Тектоно-палеогеографическая схема эволюции южного фрагмента Сибирского кратона от нижнего протерозоя до кембрия. 1 – границы южной окраины кратона и площади Саяно-Байкальской горной области; 2–4 – предполагаемая площадь морского пространства: 2 – мелководной части бассейнов и шельфов, 3 – впадин замкнутых и полузамкнутых бассейнов, 4 – возможной океанской акватории; 5 – предполагаемая площадь суши кратона и островных поднятий; 6 – зоны рифтогенеза с магматизмом основного состава; 7 – участки аэрального вулканизма контрастного состава; 8 – участки гляциальных обстановок; 9 – вероятные дивергентные движения; 10 – вероятные конвергентные движения.

**Fig. 3.** The tectonic and paleogeographic scheme of evolution of the southern fragment of the Siberian craton from the Early Proterozoic to the Cambrian. 1 – borders of the craton southern margin and areas of the Sayan-Baikal mountainous region; 2–4 – hypothesized marine area: 2 – shallow part of basins and shelves, 3 – deep closed and semi-closed basins, 4 – probable oceanic basin; 5 – hypothesized area of the craton land and island elevations; 6 – riftogenesis zones with basic magmatism; 7 – areas of aerial bimodal volcanism of contrasting composition; 8 – glacial areas; 9 – probable divergent movements; 10 – probable convergent movements.

цессов в данном регионе. Они в определенной мере способствовали его кратонизации и предшествовали стадии платформенного развития. Это подтверждают и седиментационные данные.

Для пород малокозинской и чайской свит акитканской серии характерна лиловая или красноватая окраска, резкая фациальная изменчивость, разнообразие косослоистые текстуры, знаки ряби, трещины усыхания. Все это свидетельствует о быстром накоплении толщ в континентальной и частично в прибрежной (дельтовой) обстановке замкнутых и полузамкнутых водоемов, быстро меняющих свою конфигурацию. Ориентировка косослоистых серий и наклон уплощенных галек указывают, что поступление материала происходило с северо-востока. Осадочно-вулканогенные образования хибеленской свиты формировались в субаэральных условиях с характерными признаками вулканического рельефа, что устанавливается по структурным фрагментам вулканических построек, вулканотектонических депрессий, озерных котловин с регрессивным типом осадконакопления. Состав, сортировка и окатанность обломков в полимиктовых песчаниках чайской и окуньской свит достаточна близки и свидетельствуют о схожих условиях сноса и формирования отложений этих свит. Основными источниками кластогенного материала являлись гранитоиды, вулканы от кислого до основного состава и терригенные осадки. Судя по разным типам перекрестной косой слоистости, породы обеих свит отлагались в обстановках интенсивной гидродинамики, характерной для аллювиальных долин или проксимальных зон дельты. Различие заключается в более высокой степени зрелости осадков окуньской свиты, подчеркиваемой преобладанием кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников и большего процента окатанных зерен.

Проведенный экскурс довольно наглядно характеризует контрастные ландшафтные условия этого региона в конце раннего протерозоя. Отсутствие наземной растительности обуславливало практически мгновенный снос и неоднократное переотложение продуктов разрушения гранитов и вулканических аппаратов. Этим же, а конкретнее, субаэральной обстановкой, в которой быстро происходило окисление, можно объяснить практическое отсутствие любых следов жизнедеятельности, в том числе и бактериальной. Преимущественно кислый состав вулканических пород позволяет предполагать, что

временами происходили катастрофические извержения, когда объём одномоментного выброса мог составлять десятки кубических километров пирокластики [Кукал, 1987]. По редким обнажениям отложения тефры зафиксированы лишь в виде слоев и линз в толще песчаников чайской свиты. Вулканизм, разрушение, перенос и отложение пород акитканского времени произошли достаточно быстро. Далее, видимо до начала рифея, происходила медленная пенеппенизация территории с последующим заложением мелководного окраинного моря, где сформировались высокозрелые осадки пурпольской свиты [Салоп, 1964].

Совершенно другие обстановки восстанавливаются в Кодаро-Удоканской зоне. Разноформационные отложения удоканской серии мощностью 11–14 км показывают сложную эволюцию осадконакопления морского окраинного бассейна [Салоп, 1964; Федоровский, 1985; Бурмистров, 1990; и др.]. По десяткам радиохронологических датировок разными методами из гранитоидов чуйско-кодарского комплекса, прорывающих удоканскую серию, её изотопный возраст оказывается древнее 1.7–2.0 млрд лет. Последние определения U-Pb методом по цирконам из прорывающих отложения верхов серии лейкократовых габброидов составляют  $1867 \pm 3$  млн лет [Терлеев и др., 2006]. Видно, что нижнепротерозойские образования Кодаро-Удоканской зоны ненамного древнее пород Акитканского пояса.

Темные метапесчаники и сланцы, вплоть до графитистых, нижней кодарской подсерии формировались, по-видимому, в достаточно глубоководных условиях. Осадочная система вышележащей чинейской подсерии имеет выраженное трансгрессивное строение и представлена (снизу вверх) темными алевролитами и песчаниками, известковистыми песчаниками, переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, доломитов и известняков. Для верхней, бутунской, свиты характерно линзообразное чередование светлых алевроаргиллитов, песчаников, известняков и доломитов. К последним приурочены строматолитовые постройки и проблематичные органогенные образования [Терлеев и др., 2006]. Для отложений подсерии, особенно её верхней части, характерны ярко выраженные знаки ряби и косослоистые серии. Встречены текстуры песчаных даек и трещин усыхания. Вертикальная последовательность фаций подсерии указывает на смену достаточно удаленных от берега

зон шельфа различными прибрежно-морскими обстановками, вплоть до заливно-лагунного мелководья в конце чинейского времени.

Верхняя кеменская подсерия несогласно залегает на различных уровнях чинейской подсерии. В основании залегают гравелиты, конгломераты и грубозернистые песчаники, а основная часть представлена переслаиванием алевролитов, песчаников, аргиллитов. Диамиктиты, которые начинают верхний трансгрессивный ритм подсерии, представлены валунами и галькой песчаников, алевролитов, эффузивов, гранитов и известняков в песчано-аргиллитовом матриксе. Основная часть ритма сложена переслаиванием серых, темно-серых песчаников и алевролитов намингинской свиты. Для подсерии характерны грубокосослоистые серии с углами до 40°, разные типы волновой ряби, текстуры взмучивания, оползания и переотложения взломанных глинистых слоев. В результате анализа кеменского формационного ряда можно выделить ведущую роль отложений высокоплотностных потоков и донных течений, полигенный состав кластитов, высокую скорость осадконакопления и прогибания палеобассейна, вероятно умеренно-гумидный климат [Бурмистров, 1990]. Признаки флишевой формации и элементы морской молассы указывают на осадконакопление в условиях орогенеза переходной зоны от континента к океану. По наличию эрратических валунов и диамиктитовой структуры базальных слоев кеменской подсерии предполагается их гляциальная природа [Бурмистров, 1990].

Формирование удоканской серии осуществляется в период аккреции Чара-Олекминского и Олекмо-Алданского микроконтинентов, коллизия которых произошла по Амгинской коллизийной зоне на рубеже 1.99 млрд лет [Комов, 2003]. Эти события, вероятно, способствовали перестройке структурного плана бассейна и накоплению осадков кеменской подсерии.

Нижнепротерозойские отложения удоканской серии, особенно её верхней, кеменской, подсерии, знамениты органопоподобными образованиями, вызвавшими многолетнюю дискуссию. В последнее время они диагностированы как разнообразные осадочные текстуры микробного происхождения и отпечатки микробных матов и колоний [Терлеев и др., 2006; и др.]. Дисковидные отпечатки, которые предыдущими исследователями интерпретировались как остатки многоклеточных животных эдиакарского облика («медузоидов»), можно интерпретировать как сложноорганизованные колонии одноклеточных организмов (бактерий, протистов, грибов). Непрозрачные округлые, нитевидные и гантелевидные микрофоссилии (5–30 мкм) могут диагностироваться как остатки древних коккоидных и нитчатых цианобактерий. Дисковидные микробные колонии из удоканской серии являются древнейшими из известных.

Таким образом, на примере удоканской серии наблюдается эволюция осадконакопления в нижнепротерозойском окраинном морском бассейне (рис. 3, А). Присутствие обломков малоизмененных продуктов разрушения вулканоплутонических аппара-

тов в слоях кеменской подсерии [Бурмистров, 1990] позволяет предполагать существование островодужных условий в предкеменское время. Это хорошо согласуется с интерпретацией коллизийных событий на окраине Сибирского кратона в позднеудоканское время и постколлизийным магматизмом более позднего акитканского времени собственно уже в оформившемся его южном фрагменте и локальным рифтогенезом в Урикско-Ийском грабене [Gladkochub et al., 2007].

### Поздний рифей

Несмотря на общепринятые представления, что в ЮСК присутствуют отложения всех подразделений позднего протерозоя [Решения..., 1983; и др.], сегодня необходимо признать, что подавляющая часть их последовательности образовалась в неопротерозое и, вероятнее всего, дошла до нас в дискретном виде [Станевич и др., 2006; Stanevich et al., 2007]. В последнее время возраст позднепротерозойских отложений был уточнен на основе комплексного анализа литолого-формационных особенностей толщ, корреляционного значения строматолитов и микрофоссилий, новых радиохронологических и хемотратиграфических данных [Stanevich et al., 2007]. При этом обозначились ранее не учитываемые пробелы в протерозойской истории региона. В первую очередь это касается зрелых и выдержанных отложений пурпольской свиты [Салоп, 1964; Иванов и др., 1995]. Её базальные слои, с мощной корой выветривания, залегают на гранитах нижнего протерозоя, что является только показателем нижнего возрастного предела. Несогласно залегающая выше медвежевская свита, по-видимому, образовалась в начале неопротерозоя [Stanevich et al., 2007]. Таким образом, пурпольские осадки могли формироваться в любой промежуток временного отрезка в 600 млн лет. Но здесь имеет значение то, что кварцевые пески и хлоритоидные сланцы пурпольской свиты отчетливо указывают на долговременное стояние суши кратона начиная с конца раннего протерозоя. Дальнейшая история восстанавливается с осадочно-вулканогенных образований медвежевской свиты, на границе среднего и позднего рифея (рис. 3, Б).

Толщи медвежевского уровня представлены фациально неустойчивыми отложениями песчано-конгломератового состава с железистыми песчаниками и туффитами, прослаивающимися субаквальными вулканитами основного состава [Салоп, 1964; Иванов и др., 1995; Станевич и др., 2006]. Предполагается, что рифтогенные процессы этого интервала фиксируют собой начало заложения океанического бассейна к югу от Сибирского кратона. Характер реставрированных структур медвежевского времени свидетельствует о наличии трогов, разделенных выступами с раннедокембрийским основанием. Растяжение обусловило подводное излияние лав базальтового состава, формирование грубообломочных вулканомиктовых отложений и внедрение даек основных пород, часто в виде силлов. Вслед за рифтогенезом, в результате термального охлажде-



ния литосферы, происходит опускание и формирование пассивной континентальной окраины, отраженной в выдержанных отложениях баллаганаского горизонта. Для этапа пассивной окраины характерны обширные шельфы с преобладанием терригенного осадконакопления [Nemerov, Stanevich, 2002]. Обстановки соответствовали дистальному и проксимальному шельфу, частично континентальному склону, с формированием клиноформ. На продолжающееся растяжение в это время указывают силлы и дайки габбро-диабазов патомского комплекса. В заключительный период этого этапа отлагались биохеогенные ленточные известняки бассейновой равнины и локально развитые органогенные карбонаты литорали, отражая обстановку обширного мелководного бассейна на востоке территории.

Следующий позднерифейский этап, который оценивается в 780–630 млн лет [Stanevich et al., 2007], представляет более широкую палитру палеогеографических обстановок, не только разных по сути во времени, но и одновременно существующих в разных районах территории (рис. 3, В). Отсутствие следов геологических образований с 850 до 780 млн лет на значительной площади ЮСК может свидетельствовать о наличии наземных условий. Поднятие, видимо, существовало до 780 млн лет, т.е. до момента, фиксирующего начало усиления процессов опускания края кратона и накопления осадков дальнетайгинского горизонта [Решения..., 1983; Stanevich et al., 2007].

В интервале 780–730 млн лет произошли события, которые можно связать с данными по распаду суперконтинента Родиния [Gladkochub et al., 2006]. Шельфовые отложения карагасской серии Присаянской зоны интродуцируются долеритами нерсинского комплекса с возрастом 743 млн лет. Силлы и дайки этих образований по своей геодинамической природе соответствуют рифтовому этапу, обычно предшествующему формированию пассивных континентальных окраин. Такое же индикаторное значение придаётся и комплексу даек в Присаянской и Прибайкальской зонах, внедрение которых в разновозрастные породы произошло в интервале 790–740 млн лет. Вероятные отложения этого периода Прибайкальской зоны и восточнее были размыты во время поднятия территории и начала оледенения.

Диамиктиты в основании байкальской серии [Божко, 1976] сопоставляются с гляциальными отложениями западной и восточной частей территории (рис. 3, В). В Присаянской зоне это флювиогляциальные и прибрежные осадки оселковой серии, по которым устанавливается снос материала с юго-запада [Sovetov, Komlev, 2005]. В Прибайкальской зоне реликты вулканогенных образований в низах голоустенской свиты свидетельствуют о возможном существовании рифтогенных условий, где обломочный материал поставлялся из двух источников. Основной снос гранитоидного материала шел с кратона, где, видимо, господствовал мелкоасчлененный рельеф, а продукты разрушения вулканоплутонических ассоциаций приносились с орографически контрастных островных поднятий юга территории. В

это же время северо-восточнее, в Патомской зоне, происходил снос на юг с кратона и формирование морских гляциальных отложений, которые заполняли северный фланг формирующейся впадины окраинного бассейна [Станевич и др., 2006]. Следы регионального оледенения, которое фиксирует начало осадконакопления этапа 730–680 млн лет, наблюдаются в виде несортированных конглобрекций и эрратических валунов со штрихами гляциального воздействия [Чумаков, 1993; Sovetov, Komlev, 2005].

Несомненно, что существовавшие горные хребты и долины, по которым ледники поставляли разновозрастный кластогенный материал в бассейн, оставили нам для изучения только неоднократно перекрытые отложения разных зон палеоморя. В постледниковый период для проксимальных зон шельфа характерно развитие мелководных карбонатных платформ со строматолитовыми рифами, чередующимися с лагунными обстановками. Одновременно на юго-востоке, в Байкало-Муйской зоне, формировалась окраинно-океаническая вулканическая цепь. На уровне примерно 700 млн лет она уже была представлена системой островных дуг с субэральным вулканизмом контрастного состава. В Олоkitско-Холоднинском районе, одновременно с вулканиками, присутствуют мелководные строматолитовые карбонаты и высокостарые кварцевые песчаники, свидетельствующие о наличии прибрежных песчаных пустынь. Влияние пеплового материала вулканов зафиксировано в отложениях этого времени на севере Патомской зоны [Nemerov, Stanevich, 2002], на расстоянии, реконструированном не менее чем на 800 км.

Отложения вышележащего жуинского горизонта (680–630 млн лет, рис. 3, В) в Патомской зоне отражают условия мелководной зоны шельфа. В Бодайбинской зоне прогибание его дистальной части обусловило накопление высокоуглеродистых, песчано-алевритопелитовых осадков центральной части окраинного бассейна, где восстанавливаются стагнационные условия [Nemerov, Stanevich, 2002]. В Байкало-Муйской зоне это время характеризуется затуханием аэрального вулканизма. И здесь же туффи́ты дна локальных прогибов островодужной системы содержат высокоуглеродистый матрикс, свидетельствующий о стагнационных условиях. В Прибайкальской зоне седиментогенез верхней части качергатской свиты определялся застойными условиями углубленных зон среднего и дистального шельфа. Литологические и геохимические данные определяют условия осадконакопления верхней части жуинского горизонта во всех зонах как предорогенные, характеризующие смену обстановок от задугового бассейна к бассейну форланда [Nemerov, Stanevich, 2002]. Появление полимиктового материала в псаммитах качергатской свиты указывает на уже начавшийся размыв поднятий, прилегающих к юго-западной части палеобассейна. Отложения параллелизуемой с качергатской айсинской свиты Присаянской зоны трактуются как образованные в субконтинентальных обстановках форландового бассейна [Sovetov, Komlev, 2005].

Биогенная составляющая позднего рифея ЮСК

достаточно разнообразна и сопоставима с таксономическим богатством других регионов мира. Формально на громадном материале выделены более сотни форм строматолитов и микрофитолитов и более полутора ста видов микрофоссилий [Дольник, 2000; Станевич и др., 2006; и др.]. Анализ распределения микрофоссилий в отложениях, сформированных в разных обстановках эволюционирующего морского бассейна, и актуоморфологические сравнения позволили наметить экологическую и биологическую приуроченность древних форм. Однотипность и тесная связь с углеродсодержащими алевропелитами одной группы микрофоссилий свидетельствуют о принадлежности их к бентосным бактериоценозам, приуроченным к стагнационным, в том числе и к мезобатиальным, афотическим обстановкам. Одновременно их сульфатредуцирующие и другие разновидности являлись деструкторами для ряда форм этих сообществ и привнесённых эукариотных водорослей. Для отложений литорали и верхней сублиторали свойственны реликты фототрофных цианобитов и разнообразных форм водорослей. Выделяются остатки бурых водорослей и акантоморфных представителей планктонных эукариот. Часть форм хорошо идентифицируются как планктон зеленых водорослей и имеют признаки и условия обитания, схожие с современными аналогами. Для отложений проксимального шельфа, наряду с другими, характерны формы, трактуемые как аэробные серные бактерии. Их распространение тяготеет к суплиторальным строматолитовым постройкам. Практически во всех условиях встречены различные формы бактериального замещения.

#### ВЕНД – РАННИЙ КЕМБРИЙ

Ранневендское время в ЮСК характеризуется резкой сменой тектонического режима (см. рис 3, Г). Развитие форландового бассейна, усиление стагнационных процессов и связанное с этим возрастание морской биомассы, а также затухание вулканической деятельности в конце позднего рифея сменились формированием орогенной системы. В результате коллизионных событий на юге Прибайкальской зоны и в Олоkitско-Холоднинском районе возникла система горных сооружений и впадин. Отложения этого времени (юдомский горизонт) представлены двумя формационными типами [Станевич и др., 2006]. Платформенный тип, отражающий осадконакопление проксимальных и средних частей шельфа, распространен в разрезах Патомской зоны и восточнее (жербинская и другие свиты). Он характеризуется кварцевыми песчаниками, алевритопелитами и хемобиогенными карбонатами. Областью сноса являлась территория Сибирского кратона. При прослеживании терригенных фаций в Прибайкальскую зону наблюдается смена состава обломочной части с кварцевого на аркозовый до полимиктового и увеличение размерности кластитов до галечной. Этот молласоидный тип отложений юдомского горизонта наиболее характерен для разрезов внутренних зон ЮСК. Здесь мощность разрезов горизонта достигает 7 км, а их нижние слои часто

представлены граувакками, грубообломочными туффитами и гибридными турбидитами (ушаковская, анангская, догалдынская, холоднинская и другие свиты). Областью сноса служили местные поднятия, разделяющие трогообразные прогибы субширотного простирания. Таким образом, нижневендское время знаменуется возникновением горных сооружений в Байкало-Муйской зоне. В результате на юге региона возник новый поставщик терригенного материала, на равных конкурирующий с основной питающей областью – Сибирским кратоном. Литолого-геохимические характеристики юдомских отложений свидетельствуют о подавленности биолитогеоза и доминирующей роли терригенного седиментогенеза [Nemerov, Stanevich, 2001].

Вторая половина венда в разных зонах ЮСК определяется схожим типом мелководных карбонатно-терригенных отложений. Компенсационное осадконакопление происходило в остаточных впадинах бассейна. Его быстрое заполнение и нивелирование рельефа привело к режиму стояния относительно мелководного, но обширного бассейна. В раннем кембрии карбонатонакопление распространилось по всей площади Сибирской платформы и прилегающей территории ЮСК (рис. 3, Д).

Терригенные отложения венда значительно уступают по разнообразию микробиот позднерифейским горизонтам. Это вызвано, по-видимому, высокодинамичными условиями осадконакопления в основании юдомского цикла и, отсюда, малым развитием стагнационных процессов, столь значительных для предыдущих эпох. Вместе с тем, из алевролитов и песчаников мощных граувакковых толщ авгольской и холоднинской свит были извлечены планктонные формы зеленых водорослей и цианобактериальные формы, что свидетельствует о развитии в спокойных прибрежных участках водорослево-бактериальных бентосных биоценозов. По результатам изучения скважин Сибирской платформы северные мелководные территории вендского моря в значительной мере характеризовались развитием водорослевых прикрепленных сообществ, а также фототрофных цианобитовых сообществ и планктона зеленых водорослей, отмеченных в слоях жуинского горизонта. В подкембрийских слоях (нохтуйская свита) найдены остатки мелкораквиной фауны [Khomentovsky et al., 2004]. В синхронных отложениях Китая обнаружены фосфатизированные эмбрионы самых ранних известных животных [Xiao, Knoll, 2000], что дает нам право говорить о гораздо более древнем – рифейском – происхождении их предков.

#### РАННИЙ – СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Отложения всего палеозоя отражают сложную эволюцию внутренних и эпиконтинентальных морей и более мелких бассейнов Сибирского континента – Ангарида. Отложения раннего палеозоя занимают западную, юго-западную части Сибирской платформы и окраины Тунгусской синеклизы [Подобина, Родыгин, 2000]. В ордовике наблюдается господство карбонатных пород с морской фауной. Окраинные

зоны бассейна, отложения которых известны и на Кодаро-Удоканском поднятии (см. рис. 2), характеризуются мелководными пестроцветными песчано-глинистыми породами. Это же время характеризуется мощной коллизией и синколлизийным магматизмом на юге Сибирского кратона [Мехоношин и др., 2004]. К сожалению, реликты сложного и быстро меняющегося ландшафта, который должен был отражать эти события, не сохранились в обнажениях. Силур характеризуется разнообразной гаммой осадков разных морских обстановок – от дистального шельфа до мелководья и засоленных заливов. Его отложения, развитые и в ЮСК, отделяются от отложений ордовика несогласием, вследствие чего предполагается предсилурийское осушение большей части Ангариды. В конце силура произошло важнейшее событие фанерозоя: выход высокоорганизованных организмов на сушу. В прибрежных областях известны мхи, грибы и высшие растения. Появились ракоскорпионы и другие обитатели пресноводных водоёмов. В конце силура и начале девона территория Ангариды представляла собой сушу. Последующая трансгрессия внутриконтинентального моря вызвала появление в девоне системы меняющих конфигурацию морей-заливов. Аридный климат обусловил образование каменной соли, гипса и ангидритов, ассоциирующих с красноцветными отложениями. На фоне субконтинентальной седиментации был проявлен локальный вулканизм с трещинным излиянием лав основного состава.

### Поздний палеозой

Позднепалеозойский этап геологического развития ознаменовался крупной перестройкой плана тектонических структур, которая была связана с внутриплитным растяжением и утонением континентальной коры. Это обусловило формирование самой крупной внутриплатформенной впадины – Тунгусского бассейна, образования которого совместно с триасовыми выделяют в самостоятельный структурный комплекс. В раннем карбоне, на границе турнейского и визейского веков, на Сибирской платформе произошли энергичные восходящие тектонические движения в зоне краевых поднятий Сибирской платформы, вызванные, очевидно, становлением Западно-Сибирской плиты. Следствием явилась смена морской седиментации на субконтинентальную [Павлов, 1974].

Ранний карбон (серпуховский век, 355–335 млн лет) представлен озёрными, речными, делювиальными и делювиально-пролювиальными типами отложений. Во многих местах они залегают с несогласием на разновозрастных породах нижних подразделений палеозоя, демонстрируя наличие значительных периодов стояния суши. В серпуховское время накопилась однообразная толща песчано-глинистых отложений мощностью до 200 м, характеризующаяся линзообразным переслаиванием пород – от аргиллитов до конгломератов – и присутствием туфогенной составляющей. Их аккумуляция, судя по окатанности и отсортированности материала, происходила, вероятно, в условиях мелководно-

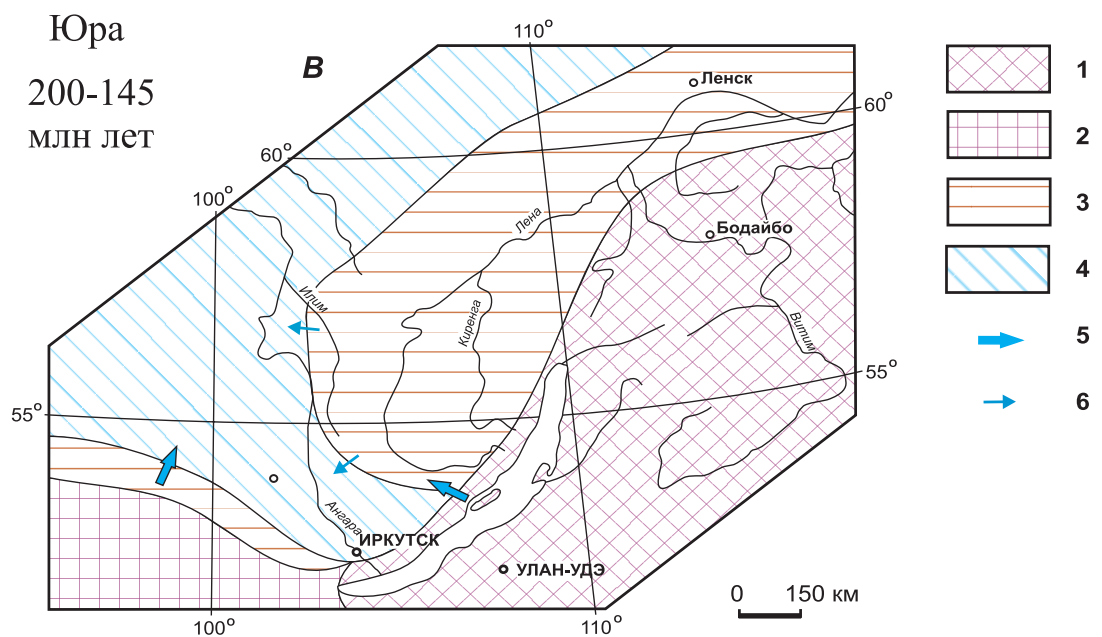
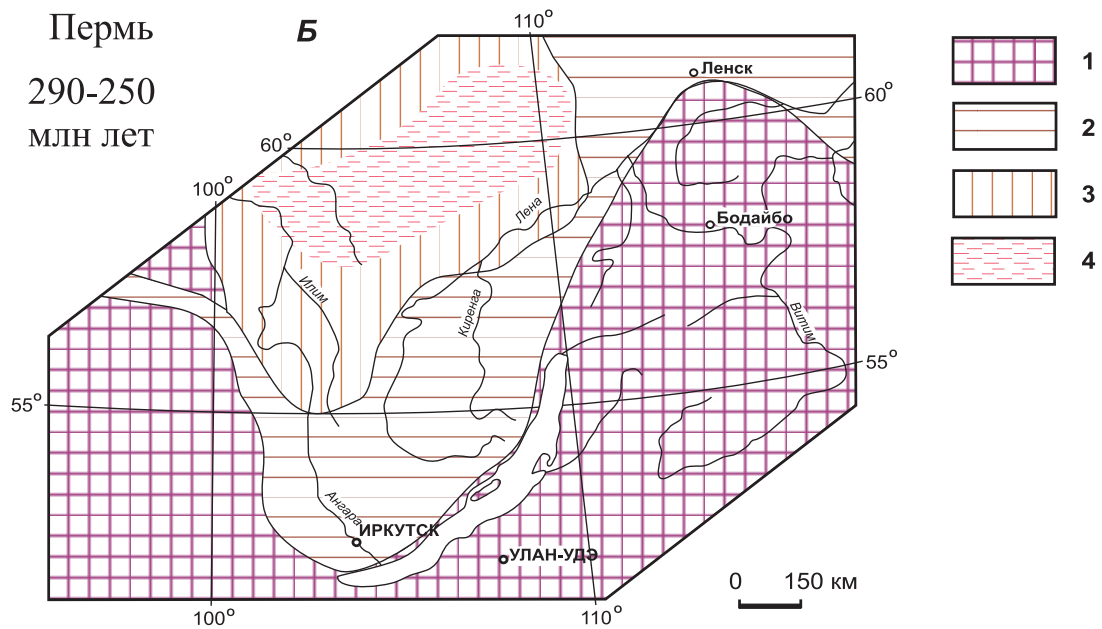
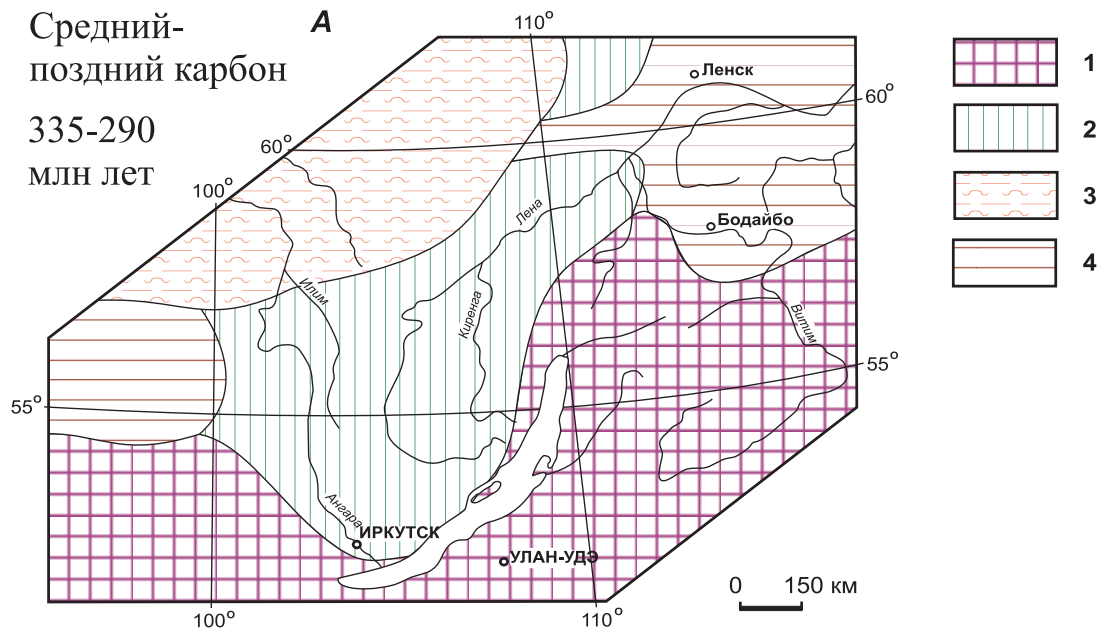
го бассейна озёрного типа [Акулов и др., 2000]. Учитывая наибольшую концентрацию туфогенного материала в разрезах бассейнов рек Тушамы и Нижняя Тунгуска, можно предположить, что вблизи этих районов в раннем карбоне существовали достаточные мощные центры вулканизма.

Отмечены находки пресноводной фауны. Растительность произрастала в основном по берегам мелководных водоёмов и была довольно однообразной и бедной в систематическом плане. Её основной фон составляли древовидные, плауновидные, членистостебельные растения. Наиболее распространёнными являлись плауновидные с прямыми стволами и сильно разветвлённой, дихотомизирующей кроной, высота которых достигала 2–3 м. Стволы лепидодендронов были густо усеяны узкими мелкими листьями, которые опадали и оставляли после себя ромбический узор. В подлеске произрастали низкорослые (до 1.5 метра) древовидные членистостебельные, родственные современным хвощам.

Смена теплого аридного климата на умеренно холодный гумидный климат обусловила относительно быструю смену растительных сообществ на границе нижнего и среднего карбона. Она сопровождалась резким сокращением видового состава. Многие исследователи ангарской флоры палеозоя [Мейен, 1987; Бетехтина, 1988] говорят о флористическом скачке, который произошёл одновременно с похолоданием в Ангарской области. Вымирание внеэкваториальных, но относительно теплолюбивых лепидофитовых флор в середине карбона, по мнению многих авторов [Дуранте, 1976, 1995; Мейен, 1968; Durante, 2000; Ganelin, Durante, 2002; Retallack, 1980], было вызвано резким похолоданием, связанным с началом гондванского оледенения. Это планетарное похолодание проявилось во всех климатических зонах и даже в экваториальной Евромерийской области [Мейен, 1968].

В среднем–позднем карбоне (башкирское-гжельское время, 335–290 млн лет) (рис. 4, А) в центре и на юге Сибирской платформы продолжали развиваться отрицательные движения, которые достигли своего максимума к концу каменноугольного периода. В результате длительного и равномерного прогибания сформировался единый Тунгусский седиментационный бассейн [Павлов, 1974, 1976]. В башкирское время продолжают движения в зоне краевых поднятий Сибирской платформы, что привело к окончательной смене морского режима континентальными условиями. Это обусловлено синхронными коллизийными процессами на самом юге ЮСК, в результате которых формировался Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс [Гордиенко и др., 2006].

Тектурные особенности переслаивающихся песков, алевролитов и глин, их ритмичность указывают на аллювиальный или озёрно-болотный характер отложений. Преобладающая обстановка представляла собой низменную равнину, где преобладал однообразный озёрно-болотный ландшафт, впоследствии давший угольные пласты разной мощности.



**Рис. 4.** Палеогеографическая схема эволюции южного фрагмента Сибирского кратона и прилегающих областей от позднего палеозоя до среднего мезозоя. А – 1 – горы от 700 до 2000 м; 2 – терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя; 3 – глины и алевролиты; 4 – отложения среднего палеозоя; Б – 1 – горы, сложенные метаморфическими и изверженными породами; 2 – осадочные, карбонатно-терригенные породы; 3 – осадочные, обломочные породы; 4 – алевролиты; В – 1 – область питания с высотами более 1000 м; 2 – область питания с высотами менее 1000 м; 3 – равнины промежуточной транспортировки осадка; 4 – аккумуляционные бассейны; 5 – основное направление сноса; 6 – второстепенное направление сноса.

**Fig. 4.** The paleo-geographic scheme of evolution of the southern fragment of the Siberian craton from the Late Paleozoic to the Middle Mesozoic. А – 1 – mountains with heights from 700 to 2000 m; 2 – terrigenous carbonate rocks of the Early Paleozoic; 3 – clay and aleurolite; 4 – sediments of the Middle Paleozoic; Б – 1 – mountains formed by metamorphic and igneous rocks; 2 – sedimentary carbonate terrigenous rocks; 3 – sedimentary detritus rocks; 4 – aleurolite; В – 1 – provenance with heights above 1000 m; 2 – provenance with heights below 1000 m; 3 – intermediate sedimentary plain; 4 – accretion basins; 5 – main direction of cut; 6 – the secondary direction of cut.

Флора каменноугольного периода характеризовалась богатством и разнообразием по сравнению с предыдущими эпохами. С конца намюра закончили своё существование почти все основные группы тунгусских плауновидных и лепидофитовых. Появляется другая не менее важная группа растений – споровые папоротники. Это древовидные формы со сложными рассеченными перистыми листьями – вайями. Каламиты и клинолисты являлись широко распространенной группой наземных споровых растений. Эти древовидные растения представляют собой предков современных хвощей. Развивается многочисленная группа примитивных голосеменных папоротникообразных растений – птеридоспермов. Они размножались семенами, а способность пережидать засушливые времена года давала им большое преимущество в заселении удаленных от водоемов участков суши. Особую группу голосеменных растений составляли кордаиты, появившиеся в среднем карбоне. Это высокие древовидные растения с крупными линейными листьями длиной до 50 см, с почти параллельным жилкованием. В это же время появились хвойные растения, а в самом конце карбона – гинговые.

Данные палеофлористических исследований предоставляют явные доказательства частых сезонных изменений, в частности, толщины и частоты годичных колец на стволах плауновидных. Находки листья кордаитантовых подчеркивают развитие гидронасыщенных обстановок, где шло наиболее интенсивное угленакопление [Радченко, 1956]. В то же время однообразие растительных таксонов свидетельствует об умеренно холодном климате.

Раннепермская эпоха (290–262 млн лет) (рис. 4, Б) представлена редко сохранившимися обнажениями на Муру-Ковинском междуречье. Отсутствие углей, повышенное содержание тяжёлых минералов, невысокий коэффициент глинистости свидетельствуют о седиментации в речных условиях вдали от конечных водоёмов стока [Павлов и др., 1990]. Положительные тектонические движения в ассельский век ранней перми привели к значительному осушению палеобассейнов и превращению их в область размыва. Общее поднятие Сибирской платформы обусловило изменения климата в сторону аридизации и похолодания.

Флора этого времени довольно бедна [Мейен, 1987]. В связи с аридизацией появляются и доминируют представители кордаитантовых. Ландшафт

был представлен малорослыми представителями кордаитантовых, листья которых изменили свою форму и превратились в кроющие чешуи. Эти древовидные растения росли на возвышенностях. Под пологом их крон появляются папоротники с довольно мелкими вайями. Они характеризуются обилием семян, что обуславливает возможность пережить засушливые времена года и прорасти в благоприятный период. По берегам болот и мелких водоемов произрастали в большом количестве членистостебельные высотой не более метра. В травянистом ярусе фиксируется большое количество листостебельных мхов и мелких плауновидных – селягинелл.

Вторая половина раннепермского времени (сакмарско-кунгурский век) была охарактеризована сокращением бассейнов осадконакопления и фациальной неустойчивостью отложений, что обусловлено частой сменой тектонических движений. В породах присутствует значительное количество пирокластического материала основного состава, что свидетельствует об интенсификации вулканизма, максимальное развитие которого в Тунгусской синеклизе приходится на триас. В районе Мурской и Ковинской впадин кунгурские отложения сложены алевролитами и аргиллитами с пластами углей. Накопление достаточно мощной толщи происходило, по всей вероятности, в пределах равнины с озерно-болотным ландшафтом со стабильным тектоническим режимом. Определяющую роль в формировании ландшафта играла растительность, в которой появилось большее количество новых форм. Появляются древовидные каламиты диаметром до 10 см, которые растут вдоль болот и образуют мощные торфяники. Много папоротников с перистыми вайями, по берегам озер росли цикадовые, хвойные и гинговые, предпочитающие более высокие пространства.

Начало позднепермской эпохи (262–250 млн лет) ознаменовалось на большей площади Сибирской платформы усилением восходящих движений земной коры и соответственно значительным развитием процессов расчленения рельефа. Почти вся территория освободилась от морей, и климат её стал более аридным, с выраженной сезонностью. Вторая половина позднепермского времени характеризуется устойчивыми поднятиями и проявлениями эффузивного вулканизма. Континентальное осадконакопление происходило в условиях восходящих дви-

жений. Песчано-глинистые осадки полимиктового состава характеризуются частыми внутрiformационными размывами.

Растительный мир позднепермского периода определяется расцветом представителей хвойных растений. Исчезают руфлории, бывшие ранее одним из наиболее распространённых родов ангарской флоры. Несколько раньше появляются мелколистны кордаиты (сульцивные) с тонкими желобками на верхней стороне листа, с множеством ложных жилок. Для этого времени также характерны роды мезофитного облика и появление цикадовых и гинговых. В ландшафте распространяются саговниковые и гинговые леса с разнообразными папоротниками в подлеске. Преемственность в комплексах флоры позднего палеозоя говорит о постепенной смене растительности. Присутствие годичных колец у представителей кордаитантовых и ликопсид говорит о том, что климат меняется от умеренно теплого и влажного к более континентальному, с явной сменой времён года.

## Мезозой

В пределах ЮСК мезозойские отложения развиты почти повсеместно. В этот период времени на территории Сибирской платформы формируются Хатангский и Предверхоанский прогибы, Вилюйская синеклиза. В результате компенсационного прогибания на значительных пространствах ландшафты представляли собой сочетание пологих поднятий, широких речных долин с болотистыми равнинами и озерами, где накапливались угленосные отложения. Характерен базитовый вулканизм, известный в виде как щитовых излияний, так и субвулканических пород.

Триасовые (250–200 млн лет) отложения в ЮСК развиты незначительно. По отсутствию угленосных пород можно говорить о существовании сухого климата. Региональное значение приобретают вулканические извержения с излиянием лав. Раннетриасовая флора является уже явно ксерофитной [Добрускина, Дуранте, 2004]. В её составе много хвойных, араукарий, литугиний, цикадофитов, а также птеридоспермов с эрикродным типом пёрышек (брусничный тип листа). Аридные условия триаса обусловили сравнительную редкость растительных остатков этого времени.

С юрским периодом (200–145 млн лет) (рис. 4, В) развития связано становление основных элементов современного рельефа Сибирской платформы. Это время крупной структурной перестройки, связанной с проявлениями на территории Восточной Азии крупнейших диастрофических циклов [Юрские континентальные отложения..., 1967]. На ЮСК произошло формирование сводовых поднятий с заложением систем впадин (Чулымо-Енисейская, Канская, Иркутская) на разнородном фундаменте. Эти процессы знаменовали начало образования Байкальского рифта и его ветвей.

Палеогеография раннеюрского времени характеризуется прогибанием наиболее подвижных участков триасовой суши и заложением элементов

впадин в краевых частях юга Сибирской платформы. Разделение рельефа областей сноса привело к развитию в начале юры элювиально-делювиальных фаций и конусов выноса. Большое разнообразие ландшафтных зон в начале нижнеюрского осадконакопления обусловлено неравномерным рельефом в зоне аккумуляции осадков. Развитие аккумуляционного бассейна обусловило постепенную смену ландшафтных обстановок от замкнутых бассейнов до широкого развития речной сети [Вахрамеев, 1990]. Основной снос обломочного материала имел северо-восточное направление в сторону Вилюйского моря.

Органический мир в ранней и средней юре с влажным, мягким климатом благоприятствовал развитию обильной и разнообразной растительности. В зоне широких заболоченных депрессий [Одинцова, 1977] изобилуют остатки членистостебельных – хвощевых, чаще захороняющихся в положении *in situ*. В ассоциациях обильны папоротники с большими сложноперистыми вайями, нежные летучки семян, что говорит об осадках почти неподвижных вод. В ЮСК господствуют хвойно-гинговые леса с участием беннетитовых. В зарослях гинговых и папоротников древесные формы были высотой от 2 м. На поймах в составе растительности значительным являлось участие мелких папоротников. На плоских водоразделах, где развивались карстовые процессы, в составе растительности увеличилось значение плаунов и хвощей. В период максимального угленакопления хвойные леса занимали наиболее возвышенные места водоразделов. Количество беннетитовых увеличивалось в верхней части склонов и на низких плоских водоразделах, а гинговые присутствовали в составе лесов повсеместно, где в нижней части склонов и по берегам рек и озёр образовывали густые заросли. Состав подлеска был из папоротников. Травяной покров составляли представители чекановских. Плауновые образовывали покров по побережью как низинных, так и верховых болот на плоских водоразделах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

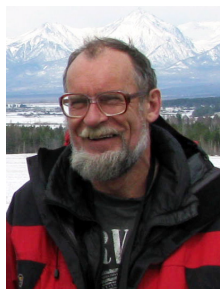
Кратко анализируя приведенные данные за два миллиарда лет, отчетливо можно представить, что в истории Земли неоднократно существовали эпохи диастрофических процессов огромной разрушительной силы. Для изучения этой истории природа, к сожалению, предоставляет нам ничтожную долю той информации, которая скрыта в её недрах. Вместе с тем даже несогласие между толщами, разделенными миллионами и тем более сотнями миллионов лет (как в докембрии), может вызвать впечатление о вполне реальных картинах, потрясающих воображение. Имеющаяся геологическая информация определенно рисует сюжеты произошедших в далеком прошлом наводнений и горообразования с сопутствующими извержениями вулканов и землетрясениями, по сравнению с которыми наблюдаемые в современности проявления геологической и климатической активности представляются достаточно обыденными.

## ЛИТЕРАТУРА

- Акулов Н.И., Мишарина В.А., Машук И.М. О раннекаменноугольном возрасте и озерном генезисе тушамского горизонта (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 10. – С. 1443–1453.
- Бетехтина О.А. Основные этапы в истории развития неморских двусторчатых моллюсков в позднем палеозое // Становление и эволюция континентальных биот. – Л.: Наука, 1988. – С. 40–48.
- Божко Н.А. О присутствии тиллоидов в разрезе докембрия центральной части Западного Прибайкалья // Вестник Московского университета. Серия геология. – 1976. – № 4. – С. 106–108.
- Бурмистров В.Н. Строение и состав кеменской серии Удоканского комплекса Восточной Сибири // Геология и геофизика. – 1990. – № 3. – С. 26–34.
- Вахрамеев В.А. Палеофлористика, флостратиграфия и климаты мезозоя. – М.: Наука, 1990. – 276 с.
- Гаврилов В.П. Общая и историческая геология и геология СССР: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1989. – 495 с.
- Гордиенко И.В., Минина О.Р., Хегнер Э., Ситникова В.С. Новые данные по составу и возрасту палеозойских осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006. В 3-х томах. Т. 1. – С. 154–159.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкін А.Г. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. – 299 с.
- Добрускина И.А., Дуранте М.В. Перестройка флор на границе палеофита и мезофита в связи с глобальными изменениями климата // Растительный мир в пространстве и во времени. – М.: ГЕОС, 2004. – С. 173–184.
- Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2000. – 320 с.
- Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии // Труды Совместной советско-монгольской геологической экспедиции. Вып. 19. – М.: Наука, 1976. – 276 с.
- Дуранте М.В. Реконструкция климатических изменений в позднем палеозое Ангариды (на основании фитогеографических данных) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1995. – Т. 3, № 2. – С. 25–37.
- Елкин Е.А., Прашкевич Г.М. На заре жизни: берега Ангариды. – Новосибирск: ИНФОЛИО-пресс, 2003. – 128 с.
- Зайцев Н.С. О тектонике южной части Сибирской платформы // Вопросы геологии Азии. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. – С. 399–444.
- Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В., Грайзер М.И., Ильинская Х.Г., Головенко В.К. Докембрий Патомского нагорья. – М.: Недра, 1995. – 352 с.
- Казакоев А.Н. Ранние стадии формирования сиалической континентальной коры. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995. – 44 с.
- Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – СПб.: ИГГД РАН, 2003. – 78 с.
- Кукал З. Скорость геологических процессов. Пер. с чешск. – М.: Мир, 1987. – 246 с.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю. Возраст и геодинамическая типизация раннепротерозойских гранитоидов Байкальской складчатой области // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. – СПб.: Центр информационной культуры, 2003. – С. 249–252.
- Левецкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 8. – С. 717–732.
- Мейен С.В. О возрасте острогской свиты Кузбасса и об аналогах намура на континентальных отложениях Северной Азии // Доклады АН СССР. – 1968. – Т. 180, № 4. – С. 94–97.
- Мейен С.В. Основы палеоботаники. – М.: Недра, 1987. – 403 с.
- Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Федоровский В.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Хромых С.В., Юдин Д.С. Базит-ультрабазитовый магматизм Ольхонской коллизионной системы Западного Прибайкалья: состав, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возраст, структурная позиция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту: Материалы науч. совещ. – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2004. Т. 2. – С. 40–43.
- Милановский Е.Е. Пульсация Земли // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 3–24.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Рыцк Е.Ю. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам датирования цирконов // Доклады АН СССР. – 1991. – Т. 320, № 1. – С. 182–186.
- Одинцова М.М. Палинология раннего мезозоя Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1977. – 115 с.
- Павлов С.Ф. Верхний палеозой Тунгусского бассейна. – Новосибирск: Наука, 1974. – 170 с.
- Павлов С.Ф. Фанерозойский континентальный литогенез на Сибирской платформе // Континентальный литогенез. – Новосибирск: ИГиГ СО РАН СССР, 1976. – С. 39–51.
- Павлов С.Ф., Ломоносова Т.К., Акулов Н.И. Угленосная формация юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. – Новосибирск: Наука, 1990. – 152 с.
- Подобина В.М., Родыгин С.Г. Историческая геология. Учебное пособие. – Томск: Изд-во НТЛ, 2000. – 264 с.
- Радченко Г.П. Палеоботаническое обоснование дробного стратиграфического расчленения угленосных отложений Кузнецкого бассейна и некоторые данные к определению их возраста // Вопросы геологии Кузбасса. – М.: Углетехиздат, 1956. – С. 43–56.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. – Новосибирск: СНИИГИМС, 1983. – 215 с.
- Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. – М.: Недра, 1964. Т. 1. – 511 с.
- Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. – Новосибирск: Академ. изд-во “Гео”, 2006. – 204 с.
- Терлеев А.А., Постников А.А., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Гражданкин Д.В., Станевич А.М. Раннепротерозойская биота из удоканской серии западной части Алданского щита (Россия) // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю. Розанова. – М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. – С. 271–281.
- Федоровский В.С. Нижний протерозой Байкальской горной области. – М.: Наука, 1985. – 200 с.
- Чумаков Н.М. Крупные климатические колебания и тектонические процессы // Современные проблемы геологии. – М.: Наука, 2004. – С. 532–545.
- Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы / Отв. ред. М.М. Одинцов. – М.: Наука, 1967. – 321 с.
- Donskaya T.V., Sal'nikova E.B., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Berezhnaya N.G. Early proterozoic postcollision magmatism at the southern flank of the Siberian craton: New geochronological data and geodynamic implications // Doklady Earth Sciences. – 2002. – V. 383, № 2. – P. 125–128.
- Durante M.V. Global cooling in the Middle Carboniferous // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. – 2000. – V. 18. – P. 31–32.
- Ganelin V.G., Durante M.V. Biostratigraphy of the Carboniferous of Angaroland // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. – 2002. – V. 20. – P. 23–26.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Sklyarov E.V., Ponomarchuk V.A. Signature of Precambrian extension events in the southern Siberian craton // Russian Geology and Geophysics. – 2007. – V. 48, № 1. – P. 17–31.
- Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevski S.A., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Ponomarchuk V.A., Stanevich A.M. Mafic intrusions in Southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research. – 2006. – V. 147, № 3–4. – P. 260–278.
- Khomentovsky V.V., Postnikov A.A., Karlova G.A., Kochnev B.B., Yakshin M.S., Ponomarchuk V.A. The Vendian of the Baikal-Patom Upland, Siberia // Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics). – 2004. – V. 45, № 4. – P. 430–448.
- Nemerov V.K., Stanevich A.M. Evolution of the Riphean-Vendian biolithogenesis settings in the Baikal Mountainous Area //

Geologiya i Geofizika (Russian geology and geophysics). – 2001. – V. 42, № 3. – P. 456–470.  
Neruchev S.G. Periodicity of global geologic and biologic events in the Phanerozoic // Geologiya i Geofizika (Russian geology and geophysics). – 1999. – V. 40, № 4. – P. 493–511.  
Retallack G.J. Late Carboniferous to Middle Triassic megafossils floras from the Sidney basin // Bull. Geol. Surv. N.S.W. – 1980. – V. 267. – P. 384–430.  
Sovetov Yu.K., Komlev D.A. Tillites at the base of the Oselok group, foothills of the Sayan mountains, and the Vendian Lower boundary in the Southwestern Siberian platform // Stratigraphy and

Geological Correlation. – 2005. – V. 13, № 4. – P. 337–366.  
Stanevich A.M., Mazukabzov A.M., Postnikov A.A., Nemerov V.K., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Kornilova T.A. Northern segment of the Paleasian ocean: Neoproterozoic deposition history and geodynamics // Russian Geology and Geophysics. – 2007. – V. 48, № 1. – P. 46–60.  
Xiao S., Knoll A.H. Phosphatized animal embryos from the Neoproterozoic Doushantuo Formation at Weng'an, Guizhou, South China // Journal of Paleontology. – 2000. – V. 74, № 5. – P. 767–788.



**Станевич Аркадий Михайлович**, канд. геол.-мин. наук, с.н.с., зав. лабораторией  
Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
тел.: (3952)424758, e-mail: stan@crust.irk.ru

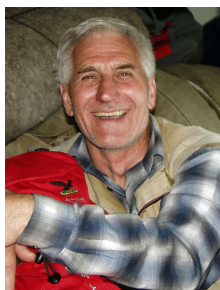


**Stanevich, Arkady M.**, Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher,  
Head of Laboratory  
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS  
128 Lermontov street, Institute of the Earth's Crust, Irkutsk 664033, Russia  
Tel.: (3952)424758. e-mail: stan@crust.irk.ru



**Машук Ирина Михайловна**, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.  
Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
e-mail: samaropsis@yandex.ru

**Mashchuk, Irina M.**, Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher  
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS  
128 Lermontov street, Institute of the Earth's Crust, Irkutsk 664033, Russia  
e-mail: samaropsis@yandex.ru



**Мазукабзов Анатолий Муталибович**, докт. геол.-мин. наук, в.н.с.  
Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
e-mail: mazuk@crust.irk.ru

**Mazukabzov, Anatoly M.**, Doctor of Geology and Mineralogy, Lead Researcher  
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS  
128 Lermontov street, Institute of the Earth's Crust, Irkutsk 664033, Russia  
e-mail: mazuk@crust.irk.ru



**Постников Анатолий Александрович**, канд. геол.-мин. наук, с.н.с., зав. лабораторией  
Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, 3  
e-mail: PostnikovAA@ipgg.nsc.ru

**Postnikov, Anatoly A.**, Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher,  
Head of Laboratory  
Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS  
3 Academician Koptuyug street, Novosibirsk 630090, Russia  
e-mail: PostnikovAA@ipgg.nsc.ru



**Корнилова Татьяна Александровна**, гл. специалист.  
Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128

**Kornilova, Tatiana A.**, Chief Specialist, Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS  
128 Lermontov street, Institute of the Earth's Crust, Irkutsk 664033, Russia