

РОЛЬ ОЛЕДЕНЕНИЙ В БИОСФЕРЕ**Н.М. Чумаков***Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Оледенения были сосредоточены в пяти длительных интервалах геологической истории, названных ледниковыми эрами (гляциоэрами): каапваальской (поздний архей), гуронской (ранний протерозой), африканской (поздний протерозой), гондванской (палеозой) и незавершенной антарктической (поздний кайнозой). Гляциоэры были сходны по своей структуре, длительности и динамике развития. Они состояли из 3—6 ледниковых периодов (гляциопериодов), включавших, в свою очередь, несколько дискретных ледниковых эпох. Длительность гляциоэр составляла около 200 млн лет. Они начинались небольшими региональными оледенениями, которые, разрастаясь, достигали межконтинентальных размеров, а затем быстро деградировали. В то же время между докембрийскими и фанерозойскими гляциоэрами имелись важные различия. В результате серии экологических кризисов, связанных с многочисленными ледниковыми событиями, действовали сначала абиотические, а затем биотические факторы. Во время оледенений происходили вымирания, стагнации и возникали важнейшие бионовации, а также наблюдалось обновление биоты и ускорение эволюционных процессов. Гляциоэры являлись поэтому переломными этапами в развитии биосферы.

*Гляциоэры, гляциопериоды, экологические кризисы, вымирание, стагнация, новация.***THE ROLE OF GLACIATIONS IN THE BIOSPHERE****N.M. Chumakov**

Glaciations took place in five long intervals of the geologic history, called glacioeras: Kaapvaal (Late Archean), Huronian (Early Proterozoic), African (Late Proterozoic), Gondwanan (Paleozoic), and unfinished Antarctic (Late Cenozoic). The glacioeras were similar in structure, duration, and dynamics of evolution. They consisted of three to six glacioperiods including several discrete glacio-epochs. The glacioeras lasted ~200 Myr. They started with small regional glaciations, which expanded, reached intercontinental sizes, and then quickly degraded. There were serious differences between the Precambrian and Phanerozoic glacioeras. A series of ecologic crises related to numerous glacial events led first to abiotic and then to biotic factors. Glaciations caused extinction and stagnation of the Earth's biota, the appearance of crucial bionovations and new biota, and acceleration of evolution processes. Thus, the glacioeras were the turning intervals of the biosphere evolution.

*Glacioeras, glacioperiods, ecologic crises, extinction, stagnation, bionovation***ВВЕДЕНИЕ**

В своих работах Б.С. Соколов подчеркивал большую историко-геологическую и эволюционную роль древних оледенений и на основе этого предложил принять за подошву вендской системы начало лапландского оледенения [Вендская система, 1985]. Дальнейшие исследования подтвердили правоту его взглядов.

Следы древних оледенений надежно установлены в отложениях от позднего архея до кайнозоя (рис. 1). Все они приурочены к пяти длительным интервалам геологической истории — ледниковым эрам (гляциоэрам): каапваальской (поздний архей), гуронской (ранний протерозой), африканской (поздний протерозой), гондванской (палеозой) и незавершенной антарктической (поздний кайнозой). Гляциоэры были разделены безледниковыми интервалами очень разной продолжительности. Между перечисленными гляциоэрами отмечается определенное сходство. Во-первых, они близки по своей структуре. Все гляциоэры, за исключением слабоизученной каапваальской, состояли из 3—6 дискретных ледниковых периодов (гляциопериодов), продолжавшихся от двух до нескольких миллионов лет. Гляциопериоды, в свою очередь, включали ряд ледниковых событий, которые можно квалифицировать как ледниковые эпохи. Детальное изучение изотопов кислорода в отложениях некоторых гляциоэпх показало, что они осложнялись климатическими колебаниями с периодами около 400—500 тыс. лет. Во-вторых, гляциоэры близки по длительности (гуронская около 200 млн лет, африканская — 210 млн лет, гондванская — 190 млн лет). В-третьих, похожа динамика развития гляциоэр: они начинались с коротких региональных оледенений, которые, увеличиваясь в размерах и интенсивности, достигали во второй половине гляциоэры межконтинентальных масштабов и затем быстро деградировали.

© Н.М. Чумаков, 2015

DOI: 10.15372/GiG20150405

Рис. 1. Ледниковые эры и ледниковые периоды в постратаннеархейской геологической истории.

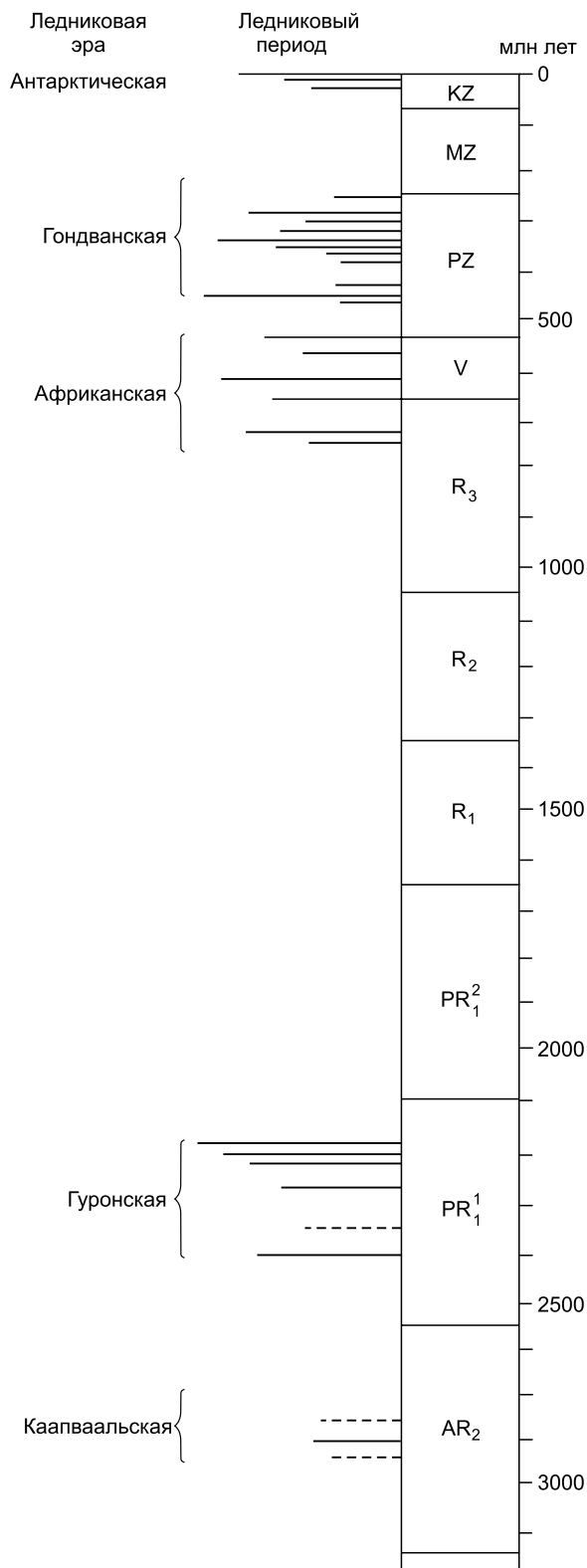
Несмотря на общее сходство между докембрийскими и фанерозойскими гляциоэрами отмечаются заметные различия. С докембрийскими оледенениями были связаны отрицательные, а с фанерозойскими — положительные аномалии $\delta^{13}\text{C}$. Фанерозойские ледниковые покровы не распространялись на широты менее 30° , а некоторые докембрийские оледенения частично захватывали более низкие широты. Наконец, только докембрийским оледенениям были присущи маркирующие пачки карбонатов, завершающие гляциопериоды («кэп доломиты»). Перечисленные особенности докембрийских оледенений пока, по мнению автора статьи, не нашли удовлетворительного объяснения и представляют большой интерес для дальнейших исследований.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛЯЦИОЭР

Каапваальская гляциоэра. Ее следы обнаружены в позднем архее¹ Южной Африки на кратоне Каапвааль в формации Коронейшен (прогиб Витватерсранд, подгруппа Гавермент [Crowell, 1999]) и в прогибе Понгола в группе Мозаан [Young et al., 1998]. Нижний возрастной предел тиллитов оценивается по обломочным цирконам из основания формации Коронейшен в 2970 млн лет (Pb-Pb), а верхний тем же методом по цирконам из лав Кроун в 2914 млн лет. Восточнее, в прогибе Понгола, в верхней части группы Мозаан, в формации Одвалени наблюдаются четыре пласта диамиктитов мощностью от 20 до 80 м. Некоторые их камни несут характерные следы ледниковой абразии, а друпстоуны сопровождаются сингенетичными деформациями типа «структур всплеска» (splash-up) [Young et al., 1998].

Таким образом, между 2940 и 2914 млн л.н. кратон Каапвааль подвергся оледенению. Не исключено, что позже в интервале 2914—2909 млн лет произошли еще два оледенения в прогибе Витватерсранд. Если предположения об этих оледенениях подтвердятся, можно будет говорить о том, что первая гляциоэра на Земле состояла из нескольких ледниковых эпизодов.

Гуронская гляциоэра. Следы оледенений в отложениях нижнего протерозоя описаны на четырех древних материках. Типовые разрезы отложений этой гляциоэры располагаются в Южной Канаде, на северном побережье оз. Гурон [Young, 2013]. В средней части Гуронской надгруппы, мощность которой достигает 15 км, установлены три ледниковые формации (снизу вверх): Рамзай Лейк, Брюс и Гауганда. Нижний возрастной предел этого гуронского ледникового комплекса составляет 2475—2440 млн лет (U-Pb, риолиты Копер Клиф), а верхний — 2219 ± 4 млн лет (U-Pb, диабазы Нипайсинг). Разрез ледниковых отложений, близкий к гуронскому, известен в надгруппе Сноу-Пасс в Юго-Восточном Вайоминге, в 2000 км юго-западнее оз. Гурон. Вероятные стратиграфические



¹ В разных стратиграфических шкалах поздним археем именуется разные временные отрезки: в используемой нами российской шкале 2500—3200 млн лет, а в международной 2500—2800 млн лет.

кие аналоги гуронских ледниковых отложений находятся к северо-востоку от оз. Гурон, в районе Шибугамо, а также западнее Гудзонова залива (формация Падлей). Широкое распространение ледниковых отложений с возрастом между 2450 и 2200 млн лет позволяет предположить, что значительная часть архейского ядра Американской платформы подверглась в начале раннего протерозоя неоднократным покровным оледенениям.

Многочисленные местонахождения диамиктитов и ритмитов, содержащих лоунстоуны и дропстоуны, известны в верхней части сариолийских отложений, которые залегают на архейском карело-финском ядре Балтийского щита [Reading..., 2013]. Возрастные пределы Сариолия оцениваются в 2430—2300 млн лет.

В прогибе Грикваленд в Южной Африке нижнепротерозойские ледниковые отложения принадлежат формации Макганйене, известной ранее под именем тиллитов формации Грикватаун. Формация Макганйене залегают несогласно между подгруппой Коегас, датированной в 2415 ± 6 млн лет (Pb-Pb [Kirschvink et al., 2000]), и формацией Онгелук, возраст которой составляет 2222 ± 21 млн лет (Pb-Pb, лавы [Cornell, 1996]). Формация Макганйене сложена массивными и грубослоистыми диамиктитами мощностью до 500 м, которые содержат эратические и обработанные ледником камни. В основании диамиктитов иногда наблюдается ледниковое ложе. В прогибе Трансвааль аналогами формации Макганйене являются формации Босхоек и Таймеболл Хилл (мощность до 2 км). В основании последней залегают черные сланцы, их Re-Os возраст составляет 2316 ± 7 млн лет [Hannah et al., 2004]. Эта цифра является нижним возрастным пределом данной формации. Ее верхний возрастной предел дает датировка покрывающих вулканогенных пород формации Хекпоорт — 2224 ± 21 млн лет [Reading..., 2013].

В Западной Австралии в нижнепротерозойском прогибе Хамерсли в формации Кунгарра известны диамиктиты мощностью до 270 м, выделенные в качестве пачки Метеорайт Боре. Диамиктиты состоят из неслоистого алевролитового матрикса, в котором рассеяны штрихованные, граненые и полированные камни различных пород до 1 м в поперечнике. Нижний возрастной предел этих диамиктитов дает датировка риолитов из подстилающей серии, составляющая 2449 ± 3 млн лет, а верхний — определяет датировка базальтов из покрывающей серии — 2209 ± 15 млн лет [Martin, 1999].

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в интервале 2400—2200 млн лет на Земле происходили неоднократные крупные оледенения, имевшие в ряде регионов покровный характер. Точная корреляция ледниковых горизонтов между собой весьма затруднительна, и поэтому установить точное число оледенений и их ранг невозможно. Как минимум можно считать, что было три ледниковых периода, поскольку в надгруппах Гурон (Канада) и Сноу-Пасс (США) наблюдаются по три мощных ледниковых формации, разделенных еще более мощными межледниковыми отложениями. Каждая ледниковая формация, в свою очередь, обычно содержит следы нескольких дискретных ледниковых событий, которые могут быть квалифицированы как ледниковые эпохи.

Африканская гляциоэра. Перечисляя ледниковые периоды этой эры, мы будем использовать их традиционные названия, хотя не все они общеприняты. Здесь приведены лишь краткие сведения о ледниковых периодах африканской гляциоэры, поскольку подробнее они рассмотрены в статье [Чумаков, 2011].

Гляциопериод кайгас. Первым оледенением африканской гляциоэры было, видимо, оледенение кайгас Южной Африки, произошедшее около 754 млн л.н. Несколько позже (746 млн л.н.) случилось оледенение чуос. Эти два близких по возрасту ледниковых эпизода следует включить в один период — кайгас. Его отложения представлены мариногляциальными и флювиальными отложениями, которым местами подчинены железорудные горизонты. Имеется мнение о том, что оледенение кайгас было региональным. Однако следы приблизительно одновозрастного оледенения установлены в Центральной Африке (большой конгломерат Катанги древнее 735 и моложе 765 млн лет, U-Pb SHRIMP, цирконы из вышележащих и нижележащих лав [Key et al., 2001]). Значительный ареал распространения и присутствие мариногляциальных отложений указывают на то, что оледенение кайгас не было местным и что ледники могли выдвигаться широким фронтом на шельф.

Гляциопериод рэпитен. Ряд горизонтов ледниковых отложений, обычно квалифицируемых как стертовские, сформировался в возрастном интервале 723—710 млн лет (группа Гхубрах Омана, свита Сайюнеи гор Маккензи, коррелируемые с ней серия Рэпитен, нижний диамиктит свиты Покателло Айдахо, а, возможно, также свита Чученг-Чанган Южного Китая). Сходный возраст (725 ± 10 млн лет) имеют верхние диамиктиты свиты Байиси (U-Pb SHRIMP, циркон из вулканитов [Xu et al., 2009]), в которых некоторые исследователи склонны видеть ледниковые отложения. Все эти оледенения произошли почти на 50 млн лет раньше времени формирования подсерии Юднамутана, являющейся материальным выражением типичного стертовского оледенения. Поэтому трудно объединять такие разновозрастные события в одно, как обычно принято. На это уже обратили внимание некоторые ученые, которые различают оледенения S и «S» [Xu et al., 2009] или выделяют оледенения стерт-I и стерт-II [Kaufman et al., 2009]. Очевидно, что оледенения, произошедшие в интервале 710—730 млн лет, следует выделить в самостоятельное подразделение — рэпитен.

Гляциопериод стерт. В типовом разрезе этого периода различают как минимум два ледниковых эпизода. Первый — это тиллит пуалко, отделенный от второго эпизода вилиерпа несогласием, толщиной терригенных, иногда железорудных пород и пачкой доломитов [Preiss, 2000]. В Австралии стертовское оледенение закончилось около 660 млн л.н. отложением венчающих доломитов и черных сланцев.

Гляциопериод марино в типовом разрезе Южной Австралии представлен подсерией Иерелина. Строение подсерии свидетельствует о трехкратной смене ледниковых и межледниковых обстановок в открытом бассейне [Preiss, 2000; Williams et al., 2008]. Начинаясь и заканчиваясь гляциопериод сравнительно постепенно ледниковым разномом, о чем свидетельствуют сланцы, содержащие рассеянные гальки. Точный возраст подсерии Иерелина неизвестен. Имеющиеся радиоизотопные определения устанавливают для нее широкие возрастные пределы (от < 657 до > 588 млн лет). Мнение о том, что оледенение марино было непрерывным, началось почти внезапно около 650 млн л.н. и внезапно закончилось 635 млн л.н. [Hoffman, Schrag, 2002; Hoffman, Li, 2009], не согласуется с реальным строением и фациями типового разреза этого оледенения². Часто цитируемая датировка 635 млн лет получена не в результате обоснованных корреляций подсерии Иерелина со свитами Нантуо и Гхауб, а исходя из представлений о тотальности этого оледенения.

Гляциопериод гаскье. Его ледниковые отложения описаны и датированы на Ньюфаундленде, где, по последним данным, их нижний и верхний возрастные пределы составляют соответственно 583.7 ± 0.5 и 582.1 ± 0.5 млн лет (U-Pb TIMS [Hoffman, Li, 2009]). Эти датировки указывают на небольшую продолжительность этого ледникового эпизода, порядка 1—2 млн лет. Возможно, разрез Ньюфаундленда представляет только часть гляциопериода. Этому предположению не противоречат цифры, полученные для диамиктитов формации Сквантум Массачусетса (< 595.5 ± 2 и > 565 ± 3 млн лет, U-Pb, циркон из туфов [Thompson, Bowring, 2000]). Для остальных ледниковых отложений, коррелируемых с гаскье, датировок или нет, или имеются только весьма приблизительные максимальные или минимальные возрастные пределы (формации Мортенснес и Муэльв (Норвегия), глусская свита Беларуси, формация Азул (Бразилия)).

Гляциопериод байконур. Отложения этого гляциопериода представлены байконурской свитой Средней Азии, базальной частью забитской свиты Восточного Саяна, формациями Ханкалчоуг Куругтага, Хонгтиегоу Цайдама, Женгмугуан Хелан-Шаня, Лочуань и их аналогами в Северном Китае. В Африке к гляциопериоду байконур, очевидно, относятся «триада» серии Пурпур де Ахнет Ахаггара, подсвита Вингербрик и нижняя часть свиты Номтсас серии Нама Намибии. Главное ледниковое событие этого гляциопериода произошло вблизи нижней границы немакит-далдынского века, около 542 млн л.н. [Чумаков, 2011], что подчеркивается существенным перерывом (горы Маккензи, Ньюфаундленд, Намибия) и большим отрицательным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ в основании отложений немакит-далдынского яруса (Южный Китай, Патомское нагорье, Восточный Саян, горы Маккензи, Оман и др.). Байконурскому эпизоду этого ледникового периода и, очевидно, близкому по возрасту оледенению номтсас Намибии предшествовал ледниковый эпизод вингербрик [Germs, 1995], который произошел около 545 млн л.н., а также недавно описанный ледниковый эпизод хонгтиегоу в Цайдаме. Судя по фоссилиям, найденным ниже и выше ледниковой свиты Хонгтиегоу, она может коррелироваться со средней частью свиты Денъин [Shen et al., 2007] и котлинским горизонтом венда.

Гондванская гляциоэра. В ней выделяются пять гляциопериодов: раннепалеозойский, позднедевонско-раннекарбонный, среднекаменноугольный, раннепермский и позднепермский.

Раннепалеозойский гляциопериод. Первые небольшие оледенения в раннем палеозое произошли в начале или середине катийского века [Vaslet, 1990; Marshall et al., 1997; Ghienne, 2011], а последние достоверно установленные следы этого гляциопериода имеют позднеландоверийско-ранневенлокский возраст [Diaz-Martinez et al., 2011]. Таким образом, раннепалеозойский ледниковый период продолжался около 20 млн лет. В нем выделяются три гляциоэпохи: начальная — катийская, главная — хирнантская и заключительная — ландоверийско-венлокская. Некоторые исследователи полагают, что в катийском веке произошло не менее трех оледенений [Chienne, 2011]. В наиболее полных разрезах хирнантия фиксируется как минимум пять ледниковых эпизодов, суммарная длительность которых приблизительно оценивается в 1.4 ± 1.4 млн лет. По приблизительным расчетам ледниковый хирнантский покров охватывал всю Африку с Аравией и Турцией, а также большую центральную часть Южной Америки [Vaslet, 1990; Le Heron, Dowdeswel, 2009; Ghienne, 2011].

Позднедевонско-раннекарбонный гляциопериод начался в конце фамена. В Северной Бразилии в фаменском ярусе и нижнем карбоне сохранились следы трех ледниковых эпизодов. Следы верхнефаменского оледенения установлены сейчас и в США, на северо-востоке Аппалачского пояса [Brezinski et al., 2008]. Большинство исследователей склоняется к тому, что позднедевонско-раннекарбонные оледене-

² Более точный возраст верхней части подсерии Иерелина дает ее корреляция с верхней частью формации Брекчия Коттан о. Кинг, для которой получен CA-TIMS U-Pb возраст хорошо ограниченного циркона 636.41 ± 0.45 млн лет [Calver et al., 2013].

ния имели в основном предгорный характер. Однако то, что ледниковые отложения позднедевонско-раннекарбонového возраста на севере Бразилии накапливались в обширных платформенных бассейнах, предполагавшихся в средних широтах, и то, что среди этих отложений присутствуют бассейновые и флювиогляциальные фации, свидетельствует о покровном оледенении.

Среднекарбонový гляцио́ериод. Его отложения, в отличие от предшествующего ледникового периода, распространены значительно шире и установлены в западной, восточной и северной частях Гондваны. Судя по хорошо изученным и датированным разрезам Восточной Австралии [Fielding et al., 2008a], среднекарбонový ледниковый период начался в середине серпуховского и закончился в конце московского века. На основании радиоизотопных и биостратиграфических данных в Восточной Австралии в интервале серпуховской—московский века устанавливаются четыре ледниковые эпохи (C1, C2, C3 и C4 [Fielding et al., 2008a]) продолжительностью от 1 до 5 млн лет. Они разделены интервалами (приблизительно 2—3 млн лет), в которых отсутствуют следы оледенений.

Раннепермский гляцио́ериод был максимальным в гондванской гляциоэре и начался, видимо, в конце гжельского века, а закончился в начале артинского. Он состоял из двух ледниковых эпизодов (P-1, P-2 [Fielding et al., 2008a]). За пределами Австралии ледниковые отложения раннепермского ледникового периода распространены на огромной территории, охватывая значительные части Западной, Центральной и Восточной Гондваны [Fielding et al., 2008b].

Позднепермский гляцио́ериод завершал гондванскую гляциоэру. Связанные с ним оледенения были кратковременными и занимали небольшие пространства. В Восточной Австралии этот период включает два ледниковых эпизода: P-3 (конец кунгурского—часть казанского яруса) и P-4 (верхняя часть яруса Уордиан и ярус Кэпитаниан, т.е. среднюю часть татарского яруса). Оба эпизода представлены дистальными ледниковыми фациями и сланцами с друпстоунами [Fielding et al., 2008a]. Позднепермский гляцио́ериод проявился не только в пределах Гондваны, но и на северо-востоке Азии. В Верхоянской складчатой зоне и на Омолонском массиве широко распространены верхнепермские диамиктиты, для части которых доказано ледниковое происхождение (атканская свита [Чумаков, 1994]).

Антарктическая гляциоэра. Вслед за позднепермским гляцио́ериодом наступил длительный безледниковый интервал, охватывавший конец перми, мезозой³ и большую часть палеогена [The geologic time..., 2012]. Новая гляциоэра началась в олигоцене и еще не закончилась. Ее по праву можно именовать антарктической гляциоэрой, поскольку в этом регионе она получила наибольшее развитие. Описанию антарктической гляциоэры посвящено огромное количество публикаций, поэтому здесь мы отметим только некоторые черты, типичные для предшествовавших гляциоэра.

Первое олигоценое оледенение началось в Антарктиде с очень резкого похолодания в самом начале рюпельского века (около 34 млн л.н.) и длилось несколько миллионов лет. Затем после некоторого потепления произошло первое миоценовое оледенение (около 23—16 млн л.н.), которое несколько миллионов лет спустя сменилось среднемиоценовым оптимумом. Наступившее за ним длительное прогрессирующее похолодание, особенно усилившееся в плиоцене, привело к максимальным плейстоценовым оледенениям, охватившим также средние широты Северного полушария [The geologic time..., 2012]. На фоне этих главных климатических колебаний, сравнимых с ледниковыми периодами, устанавливаются более короткопериодические осцилляции, подобные ледниковым эпохам, и ряд еще более мелких климатических колебаний нескольких рангов, соответствующих циклам Миланковича. От начала плейстоцена до начала голоцена в Европе насчитывается 15 ледниковых эпизодов [Величко и др., 2013]. Так же как и в течение предшествующих ледниковых эр, размеры позднекайнозойских оледенений постепенно увеличивались и достигли межконтинентальных масштабов в плейстоцене. По аналогии с предшествующими ледниковыми эрами можно полагать, что за максимальным плейстоценовым ледниковым периодом при невмешательстве человека должны следовать завершающие ледниковые периоды меньшего масштаба.

ОЛЕДЕНЕНИЯ И БИОСФЕРА

Использование современных биостратиграфических, радиометрических и геохимических методов позволило установить, что традиционные представления об оледенениях как редких, коротких и катастрофических событиях не совсем верны. Оледенения, действительно, вызывают крупные экологические

³ Прямых свидетельств о наличии мезозойских оледенений, в том числе в полярных областях Земли, не найдено, за исключением одного случая в Южной Австралии, где в единственном обнажении берриас-валанжинских отложений был встречен тиллит мощностью до 2 м [Alley, Frakes, 2003]. Судя по ограниченному распространению, он является сугубо локальным образованием. В юрских и нижнемеловых отложениях в высоких палеоширотах встречаются глендониты и следы разноса грубообломочного материала сезонными льдами, что свидетельствует о умеренно-холодном и холодном, но отнюдь не ледниковом климате, как склонны считать некоторые исследователи, выдвинувшие гипотезу существования неоднократных коротких оледенений («cold snabs») в мезозое [Price, 1999]. Анализ данных о наиболее типичном по их мнению «cold snabs» вблизи границы средней—верхней юры показал полную несостоятельность данной гипотезы [Чумаков и др., 2014].

и связанные с ними биотические кризисы во всех подсистемах биосферы [Добрецов, Чумаков, 2001; Добрецов, 2003]. Более того, оледенения изменяли структуру биосферы, создавая новую факультативную подсистему — многолетнюю гляциосферу [Чумаков, 1995], которая существенно усложняла экологические контрасты и глубину кризисов.

Влияние оледенений на все подсистемы биосферы (в понимании В.И. Вернадского) было огромно и разносторонне. Для их объяснения выдвинуто множество противоречивых гипотез. Их критический обзор желателен, но вряд ли возможен в одной статье. Поэтому я коснусь в данной работе лишь одного аспекта — возможного механизма влияния оледенений на биоту. Черда ледниковых событий обуславливала гляциоэвстатические регрессии и трансгрессии, возникновение психросферы (мощного слоя холодных вод) и расслоение вод океана, смещения климатических поясов, а также перестройки систем циркуляции в океане и атмосфере. Одновременно менялся состав континентального стока и геохимические характеристики вод. Эти перестройки, с одной стороны, вызывали массовые вымирания, освобождая старые и создавая новые экологические ниши. С другой, — многократные контрастные перестройки оказывали сильный стресс на биоту, что вызывало («гиперманifestацию изменчивости» [Колчанов, Суслов, 2006]), порождало биотические новации с появлением новых форм организмов. Новые формы, которые оказывались жизнеспособными, и организмы, сумевшие пережить кризис, занимали освободившиеся и вновь возникшие ниши и быстро дивергировали, становясь доминантными группами. Таким образом, во время и после оледенений в результате действия сначала абиотических, а затем биотических факторов происходило обновление биоты и ускорение эволюционного процесса в целом.

Ниже приведены некоторые примеры, которые, как нам представляется, иллюстрируют наличие тесной взаимосвязи оледенений с развитием биосферы и биоты.

Докембрийские и фанерозойские ледниковые эпизоды сопровождалась сходными абиотическими, но существенно разными по значению и масштабам биотическими событиями. С раннедокембрийскими оледенениями были связаны новации на внутриклеточном и клеточном уровне. В течение неопротерозойской африканской гляциоэры постепенно формировалась биота фанерозойского типа. Редкие остатки разных аннелидоморф и панцирных амёб появлялись в разрезах верхнерифейских отложений после первых трех неопротерозойских оледенений. В отложениях, покрывающих вендские тиллиты нанту (стратиграфический аналог тиллитов марино), найдены первые макроскопические водоросли и эмбрионы многоклеточных животных. После оледенения гаскье произошел расцвет вендских организмов. Появились многочисленные крупные акантоморфные акритархи, разнообразные многоклеточные водоросли (вендотениды, зохолиновые и др.), животные эдиакарского типа, а затем билатерии и первые животные с карбонатным (клаудины) и агглютинированным (сабеллитиды) скелетом. Вслед за байконурским оледенением появилось множество разнообразных мелких скелетных организмов, известных под именем мелкораквинной фауны. Таким образом, после каждого оледенения африканской гляциоэры происходило возникновение с нарастающей скоростью новых групп организмов, дивергенция отдельных ранее появившихся групп и смена доминантных групп. В результате этих процессов на Земле сформировались биосфера и биота фанерозойского типа.

В фанерозое во время оледенений происходило падение таксономического биоразнообразия и нередко стагнация биоты, на фоне которой возникали отдельные новации, ведущие к постледниковой дивергенции и радиации новых форм. Такими биотическими событиями, связанными с гляциопериодами гондванской гляциоэры, были хирнантское, позднедевонское, среднекарбонное и раннепермское вымирания. Позднеордовикское массовое вымирание не было внезапным и кратковременным событием, как оно обычно представляется. Его подготовил ряд предшествующих абиотических и биотических событий. Детальный анализ данных по динамике родового разнообразия [Stanley, Powell, 2003; Vambach et al., 2004] показывает, что после великой ордовикской диверсификации морской биоты вместе с первыми признаками катийских оледенений началось быстрое снижение ее родового разнообразия (рис. 2). Оно отчетливо проявилось на совмещенных кривых появления новых родов и вымирания. Главный хирнантский кризис произошел после сильного одновременного скачкообразного снижения скорости появления новых и вымирания старых родов в катийском веке, т.е. на фоне процесса, который следует определить как биотическую стагнацию [Чумаков, 2006]. Скорости и возникновения, и вымирания родов морских беспозвоночных одновременно снизились в это время до 12—15 %. Данные величины вдвое меньше средних скоростей этих процессов в раннем палеозое. Таким образом, биота в это время обновлялась в незначительной степени. Совпадение стагнации с катийскими оледенениями наводит на мысль, что последние способствовали стагнации.

С позднефаменским ледниковым эпизодом были связаны регрессия, биотическое и аноксическое событие Хангенберг, сопровождавшееся вымиранием ряда пелагических и гемипелагических групп организмов: массовым вымиранием климениид (85 % родов), остракод (50 %) и плактермовых рыб, а также падением разнообразия гониатитид. Позднефаменский ледниковый эпизод оказал большое влияние и на растительный мир позднего девона: на фитопланктон и наземную растительность. На суше в это время почти исчезли характерные для верхнего девона леса, состоящие из мощных археоптерисов. Во

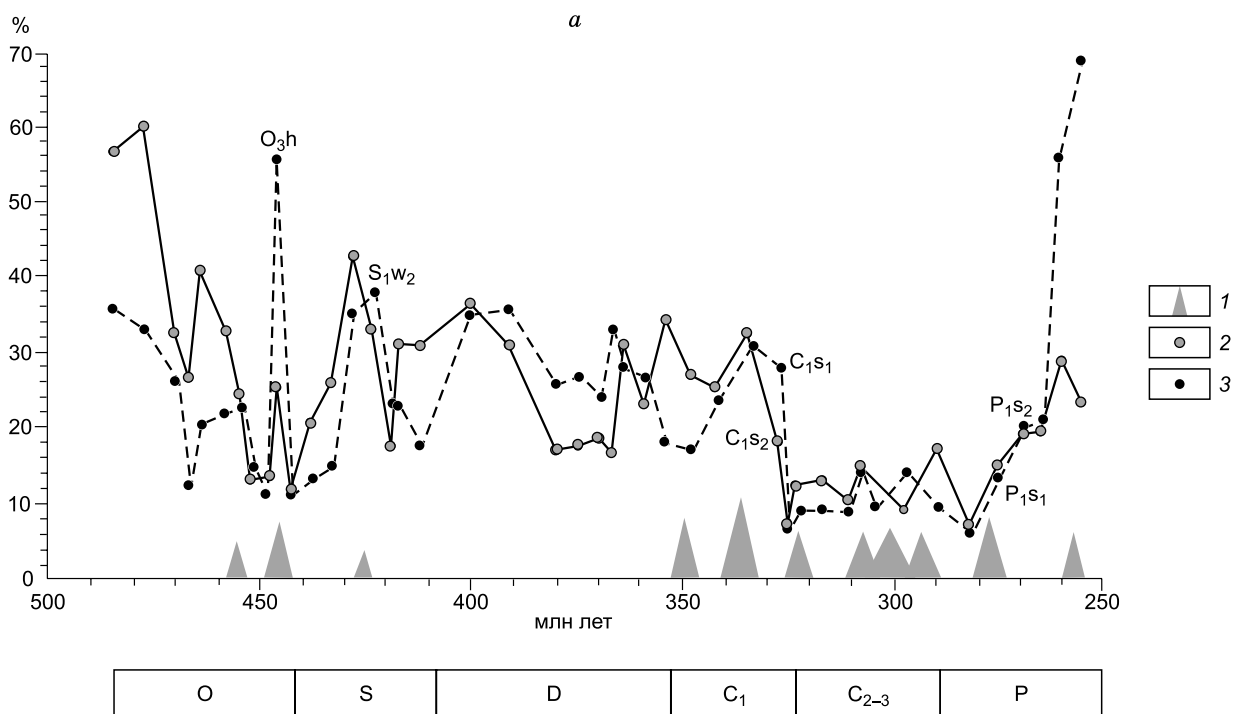
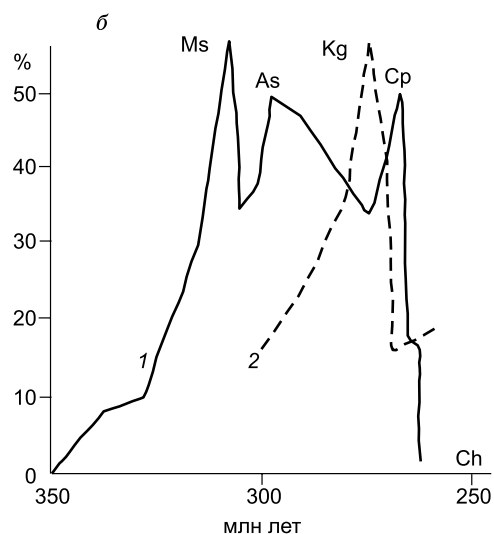


Рис. 2. Гондванская гляциозера и некоторые сопутствующие биотические события.

a — оледенения и скорость появления и вымирания родов морских беспозвоночных животных в раннем и позднем палеозое (% для соответствующих интервалов): 1 — ледниковые периоды; 2 — появление новых родов; 3 — вымирание родов, по [Stanley, Powell, 2003] с добавлениями; *б* — инновации и рост разнообразия морских беспозвоночных животных во время оледенений: 1 — появление, расцвет и вымирание фузулинид [Левен, 2003]; 2 — рост разнообразия гониатитов в конце гондванской гляциозеры [Леонова, 1999]. O_{3h} — хирнантский век; S_{1w2} — поздний венлокский отдел; C_{1s1} — ранний серпуховской век; C_{1s2} — поздний серпуховской век; P_{1s1} и P_{1s2} — ранний и поздний сакмарский век; V — визейский век; Ms — московский век; As — ассельский век; Ср — кэпитенский век; Ch — чансингианский век.



времени эти глобальные события совпали с началом позднедевонско-раннекарбонического гляциопериода. Данный факт, скорее всего, указывает на то, что оледенение стало их причиной. Кроме того, с фаменско-раннекарбоническим гляциопериодом связана такая важная новация, как появление в визе и дальнейший расцвет фузулинид [Левен, 2003]. Другим биосферным событием, сходным по масштабу с фаменским, но совпавшим с началом среднекарбонического ледникового периода, было вымирание в серпуховском веке. За ним последовал длительный интервал стагнации (см. рис. 2). Он отличался низким разнообразием (около 10 %), что было вызвано и значительным вымиранием, и низкой скоростью появления новых родов морских беспозвоночных. В результате биота медленно обновлялась, в целом старела и, по-видимому, становилась менее устойчивой к внешним воздействиям. По времени интервал стагнации совпал с чередой следующих друг за другом эпизодов среднекаменноугольного и началом нижнепермского ледниковых периодов. Несмотря на общее снижение биоразнообразия в этом интервале, оно было разным в различных группах организмов. Более того, отдельные группы организмов интенсивно диверсифицировались. Как уже упоминалось, появились даже некоторые новации. Одной из самых значительных из них было появление в визе фузулинид, история и особенно расцвет которых совпали с позднепалеозойскими оледенениями [Левен, 2003]. Максимумы их разнообразия приходятся на время московского, ассельско-артинского и кэпитенского оледенений. В интервале от ассельского до кунгурского веков почти в 3 раза увеличилось родовое разнообразие гониатитов [Леонова, 1999]. Это свидетельствует о том,

что среди немногочисленных выживших таксонов некоторые быстро адаптировались и прогрессировали. С ледниковыми событиями карбона и перми хорошо коррелируются также колебания видового разнообразия бентосных фораминифер за пределами области оледенений [The geologic time..., 2012].

В антарктической гляциоэре главным биотическим событием было появление в олигоцене первых представителей подотряда человекоподобных, в плиоцене семейства гоминид, в самом начале четвертичной системы рода *Homo* и первых орудий труда и, наконец, в конце плейстоцена (около 200 000 л.н.) [The geologic time..., 2012] вида *Homo sapiens*.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что оледенения играли значительную роль в развитии биосферы и биоты Земли. Гляциоэры, представлявшие продолжительные серии ледниковых событий и связанных с ними кризисов разного ранга, являлись переломными отрезками в истории биосферы, во время которых ускорялись процессы эволюции и происходило формирование биосфер и биот новых типов. Во время и после гуронской гляциоэры особенно широкое распространение получили цианобактерии и появился первый кислород в атмосфере. В результате африканской гляциоэры сформировалась биосфера и биота фанерозойского типа. В течение гондванской гляциоэры растения и животные полностью завоевали сушу. Очевидно, что формирование человечества неслучайно совпало с антарктической гляциоэрой.

ЛИТЕРАТУРА

Величко А.А., Морозова Т.Д., Писарева В.В., Фаустова М.А. Хроностратиграфические подразделения четвертичной системы по материалам исследований ледниковых и перигляциальных областей Восточно-Европейской равнины // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. М., ЛЕМА, 2013, с. 379—381.

Вендская система / Под ред. Б.С. Соколова, М.А. Федонкина. Т. 2. М., Наука, 1985, 238 с.

Добрецов Н.Л. Корреляция биологических и геологических событий в истории Земли и возможные механизмы биологической эволюции // Палеонтологический журнал, 2003, № 6, с. 4—15.

Добрецов Н.Л., Чумаков Н.М. Глобальные периодичности в эволюции литосферы и биосферы // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, с. 11—26.

Левен Э.Я. Динамика родового разнообразия и основные этапы эволюции фузулинид // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003, т. 11, № 3, с. 15—26.

Леонова Т.Б. Об этапности развития и биогеографии пермских аммоноидей // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 6, с. 53—65.

Чумаков Н.М. Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвуки гондванских оледенений на северо-востоке Азии? // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994, т. 2, № 4—5, с. 130—150.

Чумаков Н.М. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995, т. 3, № 3, с. 3—15.

Чумаков Н.М. Раннепалеозойский ледниковый период и биосферные события позднего ордовика // Тр. ГИН РАН, М., ГЕОС, 2006, вып. 580, с. 25—41.

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

Чумаков Н.М., Захаров В.А., Рогов М.А. Существовал ли ледниковый щит на северо-востоке Азии на рубеже средней и поздней юры? (Критические замечания к статье Donnadieu Y. et al. (2011) «A mechanism for brief glacial episodes in the Mesozoic greenhouse») // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2014, т. 22, № 6, с. 109—112.

Alley N.F., Frakes L.A. First known Cretaceous glaciation: Livingston tillite member of the Ganda-owie formation, South Australia // Austr. J. Earth Sci., 2003, v. 50, p. 139—144.

Bambach R.K., Knoll A.H., Wang S.C. Origination, extinction, and mass depletions of marine diversity // Paleobiology, 2004, v. 30, № 4, p. 522—542.

Brezinski D.K., Cecil C.B., Skema V.W., Stamm R. Late Devonian glacial deposits from the eastern United States signal an end of the mid-Paleozoic warm period // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2008, v. 268, p. 143—151.

Cornell D.H., Schutte S.S., Eglinton B.L. The Ongeluk basaltic andesite formation in Griqualend West, South Africa: submarine alternation in a 2222 Ma Proterozoic sea // Precam. Res., 1996, v. 79, p. 101—123.

Crowell J.C. Pre-Mesozoic ice ages: their bearing on understanding the climate system. Boulder, Geol. Soc. Amer., 1999, 106 p.

Diaz-Martinez E., Vavroková M., Isaacson P.E., Grahn C.V. Early Silurian vs. Late Ordovician glaciation in South America // Ordovician of the World / Eds. J.C. Gutiérrez-Marco, I. Rábano, D. García-Bellido. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 2011, p. 127—134.

Fielding C.R., Frank T.D., Birgenheier L.P., Rygel M.C., Jones A.T., Roberts J. Stratigraphic record and facies associations of the late Paleozoic ice age in eastern Australia (New South Wales and Queensland) // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 2008a, v. 441, p. 41—57.

Fielding et Ch.R., Frank T.D., Isbell J.L. The late Paleozoic ice age — A review of current understanding and synthesis of global climate patterns // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 2008b, v. 441, p. 343—354.

Germes G.J.B. The Neoproterozoic of southwestern Africa, with emphasis on platform stratigraphy and paleontology // *Precam. Res.*, 1995, v. 73, p. 137—151.

Ghienne J.F. Late Ordovician glacial record: state of the art // *Ordovician of the World* / Eds. J.C. Gutierrez-Marco, I. Rábano, D. Garcia-Bellido. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 2011, p. 13—19.

Hannah J.L., Bekker A., Stein Y.J., Markey R.J., Holland H.D. Primitive Os and 2316 Ma age for marine shale: implications for Paleoproterozoic glacial events and the rise of atmospheric oxygen // *Earth Planet Sci. Lett.*, 2004, v. 225, p. 43—52.

Hoffman P.F., Schrag D.P. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change // *Terra Nova*, 2002, v. 14, p. 129—155.

Hoffman P.F., Li Z.-X. A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2009, v. 277, p. 158—172.

Kaufman A.J., Sial A.N., Frimmel H.E., Misi A. Neoproterozoic to Cambrian palaeoclimatic events in southwestern Gondwana // *Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution: a focus on southwestern Gondwana* / Eds. C. Gaucher, A.N. Sial, G.P. Halverson, H.E. Frimmel. *Developments in Precambrian Geology*, 2009, v. 16, p. 369—388.

Key R.M., Liyungu A.K., Njamu F.M., Somwe V., Banda J., Mosley P.N., Armstrong R.A. The western arm of the Lufilian Arc in NW Zambia and its potential for copper mineralization // *J. Afr. Earth Sci.*, 2001, v. 33, p. 503—528.

Kirschvink J.L., Gaidos E.J., Bertani E., Beukes N.J., Gutzmer J., Maepa L.N., Steinberger R.E. Paleoproterozoic snowball Earth: extreme climatic and global geochemical change and its biological consequences // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 2000, v. 7, p. 1400—1405.

Le Heron D.P., Dowdeswell J.A. Calculating ice volumes and ice flux to constrain the dimensions of a 440 Ma North African ice sheet // *J. Geol. Soc. Lond.*, 2009, v. 166, p. 277—281.

Marshall J.D., Brenchley P.J., Mason P. Global carbon isotopic events associated with mass extinction and glaciation in the late Ordovician // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1997, v. 132, p. 195—210.

Martin D.McB. Deposition setting and implications of Paleoproterozoic glaciomarine sedimentation in the Hamersley Province, Western Australia // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1999, v. 111, p. 189—203.

Preiss W.E. The Adelaide Geosyncline of South Australia and its significance in Neoproterozoic continental reconstruction // *Precam. Res.*, 2000, v. 100, p. 21—63.

Price G.D. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic // *Earth Sci. Rev.*, 1999, v. 48, p. 183—210.

Reading the archive of Earth's Oxygenation / Eds. V.A. Melezhik, L.R. Kump, A.R. Fallick. Berlin, Springer, 2013, v. 1—3, 1553 p.

Shen B., Xiao S., Dong L. Problematic macrofossils from Ediacaran successions in the North China and Chaidam blocks: implications for their evolutionary roots and biostratigraphic significance // *J. Paleontol.*, 2007, v. 81, p. 1396—1411.

Stanley S.M., Powell M.G. Depressed rates of origination and extinction during the late Paleozoic ice age: a new state for the global marine ecosystem // *Geology*, 2003, v. 31, p. 877—880.

The geologic time scale 2012 / Eds. F. Gradstein, J.G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg. Amsterdam, Elsevier, 2012, p. 1307.

Thompson M.D., Bowring S.A. Age of the Squantum «tillite», Boston Basin, Massachusetts: U-Pb zircon constraints on terminal Neoproterozoic glaciations // *Amer. J. Sci.*, 2000, v. 300, p. 630—655.

Vaslet D. Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia // *Episodes*, 1990, v. 13, p. 147—161.

Williams G.E., Gostin V.A., McKirdy D.M., Preiss W.E. The Elatina glaciation, late Criogenian (Marinoan Epoch), South Australia: sedimentary facies and palaeoenvironments // *Precam. Res.*, 2008, v. 163, p. 307—331.

Xu B., Xiao Sh., Zou H. SHRIMP zircon U-Pb age constraints on Neoproterozoic Quruqtagh diamictites in NW China // *Precam. Res.*, 2009, v. 168, p. 247—258.

Young G.M. Palaeoproterozoic glacial deposits of North America // *Reading the archive of Earth's Oxygenation* / Eds. V.A. Melezhik, L.R. Kump, A.R. Fallick. Berlin, Springer, 2013, p. 1067—1081.

Young G.M., von Brunn V., Gold D.J.C., Minter W.E.L. Earth's oldest reported glaciation: physical and chemical evidence from the Archean Mozaan Group (~2.9 Ga) of South Africa // *J. Geol.*, 1998, v. 106, p. 523—538.

*Поступила в редакцию
4 апреля 2014 г.*