

**ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА**



**ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА**

Н.М. Чумаков

ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗЕМЛИ

**История,
стратиграфическое значение
и роль в биосфере**

**Чумаков Н.М. ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗЕМЛИ
История, стратиграфическое значение и роль в биосфере**



Российская академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук



Российский фонд фундаментальных исследований



Russian Academy of Sciences
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

The Russian Foundation for Basic Research



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932
Vol. 611

N.M. Chumakov

Glaciations of the Earth

**History, stratigraphic
and biospheric significance**

Moscow
GEOS
2015

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году
Вып. 611

Н.М. Чумаков

Оледенения Земли

**История, стратиграфическое значение
и роль в биосфере**

Москва
ГЕОС
2015

УДК 551.583.3 583.7

ББК 26.323

Т 78

Ответственный редактор

М.А. Семихатов

Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), *В.Ю. Лаврушин* (заместитель главного редактора),
Ю.В. Карякин (ответственный секретарь), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*,
К.Е. Дегтярев, *В.А. Захаров*, *В.Б. Курносов*, *Ю.Г. Леонов*, *М.А. Семихатов*,
С.Д. Соколов, *М.Д. Хуторской*, *Н.П. Чамов*

Рецензенты:

А.В. Маслов, *В.Н. Сергеев*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. —
М.: Наука, 1964. — ISSN 0002-3272

Т 78 **Вып. 611:** Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в био-
сфере / Чумаков Н.М.; Отв. ред. М.А. Семихатов. — М.: ГЕОС, 2015. — 160 с.
ISBN 978-5-89118-692-7 (в пер.)

Сведены оригинальные и опубликованные данные обо всех известных оледенениях Земли, начиная с позднеархейских и до позднекайнозойских. Рассмотрены стратиграфическое положение, временная структура, стратиграфическое значение, а также влияние этих оледенений на эволюцию биосферы.

Для геологов, географов, палеонтологов, экологов, студентов и преподавателей.

ББК26.323

Издание осуществлено при финансовой поддержке

Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 15-05-07020

Издание РФФИ не подлежит продаже

Responsible Editor:

M.A. Semikhatov

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), *V.Yu. Lavrushin* (Deputy Editor-in-Chief),
Yu.V. Kariakin (Executive Secretary), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov*,
K.E. Degtyarev, *V.A. Zaharov*, *V.B. Kurnosov*, *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*,
S.D. Sokolov, *M.D. Khutorskoy*, *N.P. Chamov*

Reviewers:

A.V. Maslov, *V.N. Sergeev*

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the
USSR Academy of Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. — ISSN 0002-3272

Vol. 611: Glaciation of the Earth: History, stratigraphic and biospheric significance / Chuma-
kov N.M.; Ed. by M.A. Semikhatov. — Moscow: GEOS, 2015. — 160 p.
ISBN 978-5-89118-692-7 (in cloth)

Collected original and published data on all known glaciations from Late Archean up to Late Cenozoic. Discussed their stratigraphic position, time structure, stratigraphic and biospheric significance.

For geologists, geographers, palaeontologists, ecologists, students and teachers.

Published at financial support

of the Russian Foundation for Basic Research, grant № 15-05-07020

The edition of the RFBR isn't subject for sale

ISBN 978-5-89118-692-7

© Чумаков Н.М., 2015

© ГИН РАН, 2015

© ГЕОС, 2015

Оглавление

Введение	9
Глава 1. Проблема архейских оледенений	17
Глава 2. Гуронская гляциоэра	21
Северная Америка ... 21. Балтийский щит ... 23. Южная Африка ... 24. Австралия ... 26. Индия ... 26. Характер гуронских оледенений ... 27	
Глава 3. Африканская гляциоэра	29
Ледниковые периоды африканской гляциоэры	31
Гляциоперид Кайгас	32
Гляциопериод Рэпитен	35
Гляциопериод Стерт	37
Гляциопериод Марино	39
Австралия ... 39. Южный Китай ... 41. Оман ... 41. Средняя Сибирь ... 42. Южная Африка ... 45. Западная Африка ... 45. Северная Америка ... 48. Южная Америка ... 48. Европа ... 49	
Гляциопериод Гаскье	50
Северная Америка ... 50. Европа ... 51. Южная Америка ... 53. Австралия ... 53. Южная Африка ... 54	
Гляциопериод Байконур	54
Иран ... 55. Северо-Западный и Северный Китай ... 56. Восточные Саяны ... 58. Центральная Европа ... 58. Северо-Западная Африка ... 58. Южная Африка ... 59. Южная Америка ... 59	
Структура африканских гляциопериодов	60
Глава 4. Гондванская гляциоэра	63
Ледниковые периоды гондванской гляциоэры	64
Раннепалеозойский ледниковый период	64
Катийская гляциоэпоха ... 64. Хирландская гляциоэпоха ... 65. Лландоверийско-венлокская гляциоэпоха ... 69	

Структура и события раннепалеозойского гляциопериода	69
Структура ... 69. Масштабы хирландского оледенения ... 70. Биотические события ... 71	
Позднедевонский–раннекарбоновый гляциопериод	75
Южная Америка ... 75. Северная Америка ... 75. Африка ... 76	
Средне-позднекарбоновый гляциопериод	77
Раннепермский гляциопериод	78
Позднепермский гляциопериод	81
Структура позднепалеозойских гляциопериодов	82
Биосферные события и позднепалеозойские оледенения	82
Гляциоэвстатические колебания ... 82. Изотопные события ... 83. Биотические события ... 83	
Глава 5. Проблема мезозойских оледенений	85
Колебания уровня моря второго и третьего порядка ... 86. Дропстоуны ... 92. Глендониты ... 95	
Глава 6. Антарктическая гляциоэра	97
Глава 7. Стратиграфическое значение оледенений	101
Структура и некоторые особенности гляциоэр	101
Региональное и межрегиональное стратиграфическое значение ледниковых горизонтов	105
Масштабы оледенений	106
Проблема тотальных оледенений Земли	107
Гляциоэры и психросфера	112
Возможные причины оледенений	112
Глава 8. Роль оледенений в биосфере	119
Заключение	125
Литература	127

Contents

Introduction	9
Chapter 1. The problem of the Archean glaciations	17
Chapter 2. The Huronian glacioera	21
North America ... 21. Baltic shield ... 23. South Africa ... 24. Australia ... 26. India ... 26. Main features of Huronian glaciations ... 27	
Chapter 3. The African glacioera	29
Glacial periods of the African glacioera	31
The Kaigas glacioperiod	32
The Repiten glacioperiod	35
The Sturt glacioperiod	37
The Marino glacioperiod	39
Australia ... 39. South China ... 41. Oman ... 41. Middle Siberia ... 42. South Africa ... 45. West Africa ... 45. North America ... 48. South America ... 48. Euro- pe ... 49	
The Gaskiers glacioperiod	50
North America ... 50. Europe ... 51. South America ... 53. Australia ... 53. South Africa ... 54	
The Baikonur glacioperiod	54
Iran ... 55. North-West and North China ... 56. East Sayan ... 58. Central Europe ... 58. North- West Africa ... 58. South Africa ... 59. South Ameri- ca ... 59	
Structure of African glacioperiods	60
Chapter 4. The Gondwanian glacioera	63
Glacial periods of the Gondwanian glacioera	64
The Early Paleozoic glacioperiod	64
The Katian glacioepoch ... 64. The Hirnantian glacio- epoch ... 65. The Landoverly-Wenlock glacioepoch ... 69	

Structure and events of the Early Paleozoic glacioperiod	69
Structure ... 69. Dimensions of the Hirnantian glaciations ... 70. Biotic events ... 71	
The Late Devonian — Early Carboniferous glacioperiod	75
South America ... 75. North America ... 75. Africa ... 76	
The Middle-Late Carboniferous glacioperiod	77
The Early Permian glacioperiod	78
The Late Permian glacioperiod	81
Structure of the Late Paleozoic glacioperiods	82
Biospheric events and Late Paleozoic glaciations	82
Glacioeustatic fluctuations ... 82. Isotopic events ... 83.	
Biotic events ... 83	
Chapter 5. The problem of Mesozoic glaciations	85
Oscillations of sea level of second and third orders ... 86.	
Dropstones ... 92. Glendonits ... 95	
Chapter 6. The Antarctic glacioera	97
Chapter 7. Stratigraphic significance of glaciations	101
Structure and some features of glacioeras	101
Regional and interregional stratigraphic significance glaciations horizons	105
Dimensions of glaciations	106
The problem of total glaciations of the Earth	107
Glacioeras and psychrosphere	112
Possible cause of glaciations	112
Chapter 8. The role of glaciations in the biosphere	119
Conclusion	125
References	127

Введение

Климат является одним из важных факторов в эволюции внешних оболочек Земли, особенно биосферы. Он определяет термодинамическое состояние биосферы, регулируя внутренний, а частично и внешний ее тепло- и массообмен. Оледенения были экстремальными климатическими событиями в истории Земли и привлекали особое внимание геологов в течение более чем полутора веков. В конце XX столетия в результате интенсивных исследований на стыке четвертичной ледниковой геологии, гляциологии, геокриологии, седиментологии, геохимии, стратиграфии, палеоклиматологии и палеогеографии возникло междисциплинарное направление, которое можно назвать *гляциогеологией*¹. Гляциогеология изучает историю и результаты деятельности одной из подсистем биосферы — земной гляциосферы [Котляков и др., 1984], а также взаимосвязи гляциосферы с другими внешними оболочками Земли. Раздел гляциогеологии, изучающий доплейстоценовые оледенения, можно назвать *палеогляциогеологией*. Данная работа посвящена главным образом палеогляциологии, т.е. в основном доплейстоценовым оледенениям, их истории, стратиграфическому значению, а также воздействию на биосферу.

После работ Л.Агасица с середины XIX в. начинаются интенсивные исследования четвертичных оледенений. Следы более древних оледенений, сначала позднепалеозойских, затем позднедокембрийских и, наконец, раннедокембрийских, были обнаружены и описаны во второй половине XIX и в самом начале XX веков². Открытия древних оледенений вызвали большой интерес, так как подвергли сомнению основы контракционной теорий о постепенном остывании Земли вплоть до четвертичного оледенения. Первая книга, в которой обобщены результаты геологических исследований древних оледенений, вышла в 1926 г. [Coleman, 1926]. В середине XX в. были дополнительно открыты и описаны нижнепалео-

¹ Это понятие существенно расширяет неформальный термин «гляциогеология», которым в английской литературе обычно обозначают разделы, посвященные региональной четвертичной ледниковой геологии.

² Краткий обзор истории их открытия см. [Чумаков, 1978a].

зойские, позднедевонские, раннекарбоновые и раннекайнозойские ледниковые отложения³.

В конце XX в. на основе имевшихся на тот момент данных было опубликовано несколько сводок и обзоров по докембрийским оледенениям [Чумаков, 1978а; Chumakov 1981], домезозойским оледенениям [Crowell, 1999] и доплейстоценовым оледенениям [Hambrey, Harland, 1981; Чумаков, 1984, 1987; Eyles, 1993]. В них был дан общий обзор ледниковых событий в геологической истории, частично реконструирована палеогеография фанерозойских оледенений и подтверждены высказанные ранее предположения [Brooks, 1926; Марков, 1951; и др.] о том, что в геологической истории чередовались длительные интервалы с частыми оледенениями и интервалы, в которых следы оледенений отсутствуют. Когда в середине XX в. последовательность этих отрезков геологической истории стала вырисовываться яснее, они были выделены как ледниковые и теплые климатические эры, или, короче, — как гляциоэры и термоэры [Чумаков, 1972, 1978а; Chumakov, 1981, 1992]. Одновременно было показано, что гляциоэры состояли из ледниковых и межледниковых периодов, а ледниковые периоды объединяли ряд ледниковых и межледниковых эпох.

Понятия «ледниковые эры», «ледниковые периоды» и «ледниковые эпохи» были приняты некоторыми известными исследователями древних оледенений [Hambrey, Harland, 1985] и вошли в соответствующие словари [Котляков и др., 1984]. Предлагалось также самые крупные климатически контрастные интервалы фанерозоя именовать «ледниковыми» (icehouses) и «парниковыми» (greenhouses) циклами [Fischer, 1981]⁴ или «холодными и теплыми климатическими модами» [Frakes et al., 1994].

Некоторые исследователи именуют ледниковые события любого масштаба и длительности «криогенными эпохами» [Клиге и др., 1998] или «ледниковыми эпохами» (glacio-epochs) [Eyles, 2008]). Два последних предложения нельзя признать удачными. Во-первых, как отмечено выше, термин «ледниковая эпоха» уже был ранее переокупирован в другом значении [Чумаков, 1972, 1978а; Chumakov, 1981; Котляков и др., 1984; Hambrey, Harland, 1985]. Во-вторых, и это главное, подобные предложения игнорирует существование очевидной иерархии ледниковых событий, объединяя под одним названием короткие ледниковые эпизоды (тысячи лет) и события продолжительностью в миллионы и сотни миллионов лет. В международной стратиграфической шкале эпохами именуются подразделения четвертого ранга (части периодов), поэтому если «ледниковыми эпохами» называть, как предлагают Р.К. Клиге с со-

³ Краткий обзор истории открытия и изучения палеозойских оледенений см. [Deynoux, Trompette, 1981b; Rocha-Campos, 1981; Crowell, 1999].

⁴ «Ледниковые» и «парниковые» интервалы, выделенные А.Г. Фишером, не были в действительности климатическими, а соответствовали тектоническим циклам Вильсона. Поэтому триас попал на его схеме в «ледниковый» интервал, а раннепалеозойский ледниковый период — в «парниковый» интервал.

авторами [Клиге и др., 1998] и Н.Айлес [Eyles N., 2008], все ледниковые события, то будет создаваться ложное впечатление об их однородности и кратковременности.

Сейчас установлено, начиная с позднего архея, в истории Земли пять гляциоэров, которые имеют сложную структуру. Каждая гляциоэра состояла из трех–шести дискретных ледниковых периодов, которые, в свою очередь, состояли из ряда ледниковых и межледниковых эпизодов, названных «ледниковыми» и «межледниковыми эпохами». Таким образом, выявлена следующая иерархия наиболее крупных ледниковых событий: гляциоэры → гляциопериоды → гляциоэпохи. По продолжительности и соподчиненности эти ледниковые события соизмеримы с аналогичными стратиграфическими подразделениями геологической истории. Поэтому термины «ледниковые эры», «ледниковые периоды» и «ледниковые эпохи» приблизительно указывают на временные масштабы (ранги) тех событий, о которых идет речь.

С момента публикации перечисленных выше работ в результате интенсивного изучения ледниковых отложений с применением новейших биостратиграфических, литологических, хемотратиграфических, геохимических, радиохронметрических и палеомагнитных методов был собран обширный новый материал и опубликованы многочисленные статьи и ряд сводок [Eyles, 2008; Arnaud et al., 2011] по древним оледенениям. Они существенно уточнили наши представления о возрасте, истории, структуре, масштабах, палеогеографии и роли оледенений в геологической истории и выявили ряд новых проблем в дополнение к старым. В частности, возникли новые гипотезы о причинах и масштабах оледенений: гипотеза о неопротерозойских тотальных оледенениях Земли (snowball Earth [Kirschvink, 1992; Hoffman, Schrag, 2002; Evans, Raub, 2011]), гипотеза большого наклона оси вращения Земли [Williams, 2008], гипотеза изменения положения оси вращения Земли [Kirschvink et al., 1997] и ряд других (их обзор и критический анализ см. [Eyles, Januszczak, 2004; Чумаков, 2004б; Fairchild, Kennedy, 2007; Eyles, 2008]).

В то же время не было уделено должного внимания рассмотрению особенностей разных оледенений, их иерархической структуре, анализу стратиграфического значения оледенений, сопоставлению оледенений с другими геологическими и биосферными событиями. В связи с этим ощущается потребность, во-первых, на основании новых данных уточнить последовательность ледниковых событий; во-вторых, провести сравнительный анализ ледниковых событий разного возраста между собой; в-третьих, сопоставить оледенения с главными сопутствующими событиями в биосфере. Можно полагать, что такой анализ выявит общий климатический тренд на Земле, уточнит стратиграфическое значение ледниковых событий и поможет точнее оценить влияние оледенений на биосферу.

Кроме того, можно будет оценить, насколько существующие гипотезы о причинах оледенений соответствуют данным геологической истории. В практическом аспекте такие исследования важны для понимания по-

следствий возможной дегляциации Земли в ближайшем будущем, а также для независимой проверки точности математических моделей климата, которые используются для долгосрочных прогнозов. С ледниковыми и постледниковыми отложениями нередко связаны проявления и месторождения нефти, железа, марганца, золота, фосфоритов и ванадия, значение которых еще не вполне оценено.

Кратко остановимся на главных понятиях и терминах, которые используются в данной работе.

Оледенениями, или *ледниковыми событиями*, мы будем именовать интервалы геологической истории, в течение которых нижняя граница криосферы Земли на значительных пространствах опускалась до поверхности планеты и верхней части литосферы. В результате этого в биосфере возникает *многолетняя гляциосфера*. Последняя включает ледниковые покровы равнин, возвышенностей, предгорий и горных плато, многолетние льды, снега, подземное оледенение, а также шельфовые ледники и многолетние ледовые покровы морей. Обычно многолетнюю гляциосферу рассматривают как часть гидросферы, поскольку их объединяет общий химический состав [Клиге и др., 1998].

Однако такое объединение является в значительной мере формальным. Многолетняя гляциосфера по своим геологическим, физическим и геохимическим свойствам, локализации, а также по климатической, биосферной и биотической роли, является антиподом гидросферы. Поэтому многолетнюю гляциосферу правильнее рассматривать как отдельную факультативную подсистему биосферы. Не следует включать в многолетнюю гляциосферу горные ледники, появление которых обусловлено не понижением нижней границы криосферы, а, напротив, локальным повышением рельефа Земли до криосферы. В межледниковья горные ледники являются важными индикаторами небольших колебаний климата. Их значение резко возрастало во время оледенений. В это время горные ледники могут играть роль первоначальных центров оледенений. Одним из важнейших следствий и признаков многолетней гляциосферы является возникновение *психросферы* — мощного слоя холодных глубинных вод, которые имеют глобальное распространение и существенно меняют структуру и динамику водной толщи, а также влияют на биоту и процессы седиментации в Океане. Глобальный климат Земли при наличии многолетней гляциосферы мы будем именовать *ледниковым*, а при ее отсутствии — *безледниковым*.

Биосферой, вслед за В.И. Вернадским и большинством российских исследователей, мы понимаем всю сферу развития жизни на Земле. Биосфера является сложной открытой системой, которая состоит из термодинамически связанных между собой подсистем: тропосферы, гидросферы, верхней части литосферы, биоты⁵ и факультативной подсистемы — многолетней

⁵ За рубежом, а и иногда в нашей литературе биосферу именуют биогеосистемой, а биосферой называют биоту.

гляциосферы. При отсутствии оледенений биосфера будет именоваться *теплой*, а при оледенениях — *холодной* [Чумаков, 1995].

Материальными свидетельствами оледенений являются отложения, в комплекс которых входят достаточно разнородные фациальные образования: отложения наземных покровных и шельфовых ледников, породы криолитозоны, отложения ледниковых водных потоков, ледниковых озер, айсбергов, наземных и подводных оползней, различных дебритов, турбидитов и др. [Hambrey, 1994; Benn, Evans, 1998; и др.]. Наиболее своеобразными породами, сохраняющимися в геологической летописи и имеющими самое важное диагностическое значение, являются *тиллы и тиллиты* — соответственно нелитофицированные и литофицированные отложения, образованные непосредственно покровными или шельфовыми ледниками, а также отложения, возникшие при участии ледников (*айсберговые*).

Диагностика тиллов, тиллитов и айсберговых отложений является проблемой, сохраняющей свою остроту до сегодняшнего дня. Это связано с тем, что тиллы, тиллиты и айсберговые отложения состоят обычно из песчано-алевролитово-глинистого матрикса и рассеянных в нем обломков псефитовой размерности, т.е. по своей структуре представляют *диамикты* (*диамиктоны* + *диамиктиты* [Harland et al., 1966])⁶. Многие диамикты имеют, однако, неледниковое происхождение. Поэтому в конце 50-х и в 60-х годах XX в. некоторые исследователи стали сомневаться в возможности однозначно диагностировать тиллы и тиллиты. Этот скептицизм был преодолен в конце XX в., когда в результате многочисленных детальных исследований ряда диамиктитов разного возраста и на разных континентах были установлены достаточно надежные критерии, позволяющие отличать тиллиты от других диамиктитов [Флинт, 1963; Harland et al., 1966; Чумаков, 1978a; Boulton, Depoux, 1981; и др.].

Быстрые успехи гляциогеологии породили в последующие годы противоположный крен в умонастроениях исследователей, и их скептицизм сменился излишним энтузиазмом. В результате этого некоторые диамиктиты и даже некоторые брекчии и конгломераты стали сейчас трактоваться как ледниковые без достаточной аргументации. Примеров недостаточно доказанных и спорных определений генезиса ледниковых отложений достаточно много, и поэтому проблема диагностики следов древних оледенений еще остается актуальной. Ей недавно были посвящены специальные статьи [Arnaud, Etienne, 2011; Чумаков, 2015]. По этой причине ниже мы только перечислим в порядке значимости основные признаки тиллов и тиллитов, с целью подчеркнуть, что их диагностика требует тщательных полевых наблюдений и ряда лабораторных исследований.

⁶ Диамиктоны — нелитофицированные, а димиктиты — литофицированные породы. Близкими, хотя и не тождественными являются термины: *тиллитоподобные породы*, *тиллоиды*, *микстумы*, *микститы* и др. (подробнее см. [Чумаков, 2015]).

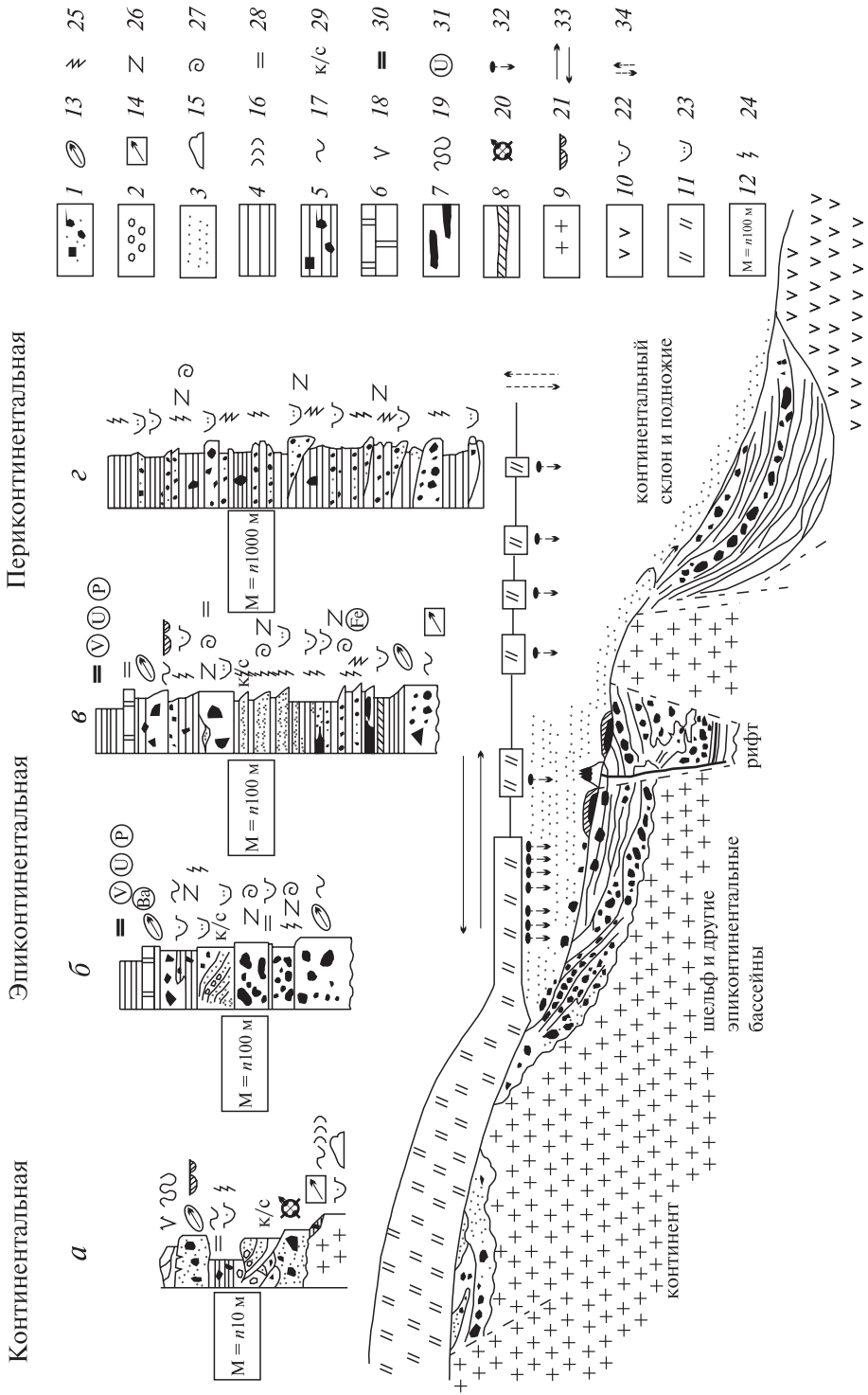




Рис. 1. Разрезы ледниковых формаций (а-г)

1 — диамиктиты (орто-, аква-, аллотиллиты); 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты и аргиллиты; 5 — алевролиты и аргиллиты с рассеянными камнями; 6 — венчающие карбонаты (кэп карбонаты); 7 — вулканогенные породы; 8 — железные руды; 9 — континентальная кора; 10 — океаническая кора; 11 — ледники и айсберги; 12 — типичная мощность формаций; 13 — граненые и штрихованные камни; 14 — ледниковое ложе; 15 — «бараньи лбы»; 16 — ледниковые зарубки; 17 — гляциодислокации; 18 — мерзлотные клинья; 19 — криотурбации; 20 — ледниковая ориентировка удлиненных обломков; 21 — ледниковые мостовые; 22 — упавшие камни (дропстоуны); 23 — линзы песчаников; 24 — нормальная ритмичная слоистость; 25 — обратная ритмичная слоистость; 26 — оползневые складки; 27 — оползневые рулеты; 28 — тонкая слоистость; 29 — косая слоистость; 30 — черные сланцы; 31 — обогащение фосфором, ураном, ванадием, барием, железом; 32 — вытаивающие изо льда камни; 33 — осцилляции ледникового края; 34 — колебания уровня моря

1. Прямые диагностические признаки тиллов и тиллитов:

— ледниковое ложе;
 — валунные мостовые;
 — штрихованные обломки с системой разновеликих субпараллельных продольных царапин на новообразованных абразионных грядях;
 — тилловые пеллеты и тилловые включения в акватиллитах⁷ и айсберговых осадках.

2. Признаки, характерные для тиллов и тиллитов, но встречающиеся и в диамиктитах иного происхождения:

— однородная диамиктовая структура с полимодальным гранулометрическим составом, выдерживающимся на значительных территориях;
 — присутствие обломков всех степеней окатанности при резком преобладании плохо окатанных камней;
 — крупные валуны и глыбы твердых пород;
 — продольная и подчиненная ей поперечная ориентировки удлиненных обломков; незрелость матрикса и гетерогенность камней;
 — эрратические камни;
 — дислокации в подошве горизонтов диамиктитов;
 — отторженцы подстилающих отложений;
 — дропстоуны и лоунстоуны⁸, а также локальные скопления тиллового материала в айсберговых отложениях.

3. Формационные признаки тиллитов (рис. 1):

— для континентальных ледниковых формаций характерны тиллиты, сформированные ледниками (ортотиллиты): ледниковые ложа, криотурбации, мерзлотные клинья и полигоны; чередование тиллитов с флювио- и лимно-гляциальными пачками;

⁷ Диамиктиты, возникшие в результате вытаивания обломочного материала под шельфовыми ледниками [Harland et al., 1966].

⁸ Камни, упавшие на поверхность осадков и образовавшие в последних структуры всплеска и другие деформации. Покрывающие слои прислонены к дропстоунам и полого облекают их. При отсутствии сопутствующих структур одиночные рассеянные камни именуется лоунстоунами.

— в *эпиконтинентальных ледниковых формациях*, образующихся на континентальных шельфах, наблюдается чередование марино-гляциальных (*акватиллиты*) и континентальных ледниковых отложений; айсберговых и ледовых отложений; подводные конуса выноса ледниковых рек с конгломератами, дебритами и турбидитами; в неопротерозойских отложениях часто встречаются *венчающие доломиты* (cap dolomites).

— для *периконтинентальных ледниковых формаций*, образующихся на внешних шельфах, континентальных склонах и в фиордах, характерны переработанные подводными оползнями акватиллиты с друпстоунами (*аллотиллиты*), айсберговые и ледовые отложения с друпстоунами, а в районах разгрузки подледных потоков и рек — конуса выноса с дебритами и турбидитами;

4. *Косвенные признаки оледенений:*

— в последнее время ледниковые эпизоды часто предполагаются и устанавливаются на основании косвенных признаков, таких как эвстатические падения уровня моря, увеличение $\delta^{18}\text{O}$, изотопные аномалии углерода (отрицательные $\delta^{13}\text{C}$ в докембрии и положительные в фанерозое), резкое падение биоразнообразия, при этом чаще всего используется сочетание эвстатического падения уровня моря (главным образом «третьего порядка») и увеличение $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатных и фосфатных остатках организмов;

— использование одних косвенных признаков оледенений без геологического контроля часто приводит к грубым ошибкам [Чумаков, 1998а; Чумаков и др., 2014].

В стратиграфических интервалах, для которых доказано существование оледенений, перечисленные косвенные признаки успешно используются вне области оледенений для выявления тонкой временной структуры ледниковых событий (в карбоне — [Eros et al., 2012; Davydov et al., 2012]; в кайнозое — [Grossman, 2012]). Подробнее такие наблюдения рассматриваются в главах 5 и 6 данной работы.

Кроме прямых признаков, ни один из перечисленных выше признаков ледниковых отложений в отдельности не является достаточным для идентификации оледенений. В то же время любой из приведенных признаков может отсутствовать из-за разнообразия ледниковых фаций, степени обнаженности или сохранности. Поэтому только прямые признаки или комплекс нескольких хорошо выраженных характерных и формационных признаков позволяет распознать отложения ледников среди диамиктов. При наличии твердо установленных следов оледенений косвенные признаки могут быть использованы для выявления короткопериодических ледниковых флуктуаций и корреляции ледниковых событий.

Автор искренне благодарит Г.Д. Гермса, А.В. Маслова, В.А. Мележика, Б.Г. Покровского, В.Прейса, М.А. Рогова, Ю.К. Советова и А.Спенсера за ценные консультации и советы, а О.А. Петровичеву за помощь в оформлении данной работы.

Глава 1

Проблема архейских оледенений

Глубокий метаморфизм уничтожил в раннеархейских метаосадочных породах основные признаки климата, при котором они отложились. Поэтому о раннеархейском климате Земли нет ясного представления, хотя данная проблема усиленно обсуждается в литературе. Для ее решения привлекаются общие представления: об эволюции Солнца и ранней Земли, о характере ранней земной атмосферы, а также некоторые изотопные данные. Такие подходы приводят разных авторов к противоположным выводам.

Например, высказывалось мнение, что поверхность Земли в раннем архее должна была замерзать в результате снижения на 20–30% радиации «молодого слабого» Солнца или в результате сильного поглощения CO_2 ранними, более активными зонами субдукции и интенсивного выветривания тонкозернистых продуктов многочисленных импактов. При этом колебания интенсивности тектонической активности и метеоритных бомбардировок могли приводить к чередованию глобальных промерзаний и оттаиваний [Zanhle, Sleep, 2002].

Согласно другой точки зрения, из-за высокого содержания CO_2 в атмосфере ранней Земли на ней преобладал жаркий климат. Данный вывод основывался на изотопном составе кислорода в кремнях, который позволил сделать предположение о том, что 3500 млн лет назад температура на Земле была на 40–50 °C выше современной [Knauth, Lowe, 2003]. Не исключено, однако, что эти изотопно-кислородные определения связаны с иным изотопным составом кислорода в раннеархейском океане и что раннеархейский климат был умеренно теплым [Kasting, Novard, 2006]. Сходное мнение было высказано в результате изучения $\delta^{18}\text{O}$ в архейских цирконах [Valley et al., 2002].

Первые надежные следы архейских оледенений были обнаружены в позднем архее¹. Они были найдены в Южной Африке на кратоне Каапваал,

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.

сначала в прогибе Витватерсранд в подгруппе Гавермент [Дю-Тойт, 1957; Harland, 1981b; Crowell, 1999], а затем в прогибе Понгола в группе Мозаан [Young et al., 1998].

В подгруппе Гавермент в формации Коронейшен имеется два горизонта диамиктитов около 30 м мощностью, разделенных 180-метровой толщей терригенных пород. Матрикс этих диамиктитов состоит из песчаного алевролита, в котором рассеяны граненные и штрихованные камни кварца, кварцитов и кремней, что явно указывает на их ледниковое происхождение [Crowell, 1999]. Предполагается, что ледники располагались на бортах прогиба Витватерсранд, а связанные с ними тиллы были отложены и частично переотложены в каналах конусов выноса (рис. 2). Пласты диамиктитов, которые предположительно считаются ледниковыми, отмечаются также в вышележащих подгруппах Йоганесбург и Турфонтейн надгруппы Витватерсранд [Harland, 1981b]. Нижний возрастной предел тиллитов формации Коронейшен оценивается Рb-Рb методом по обломочным цирконам из ее основания в 2970 млн лет. Возраст цирконов из лав Кроун в верхней части формации Коронейшен тем же методом определен в 2914 млн лет [Beukes, Cairncross, 1991]. Диамиктиты подгрупп Йоганесбург и Турфонтейн моложе упомянутой датировки по лавам Кроун в 2914 млн лет и древнее 2909 млн лет (самые молодые обломочные цирконы из подгруппы Турфонтейн).

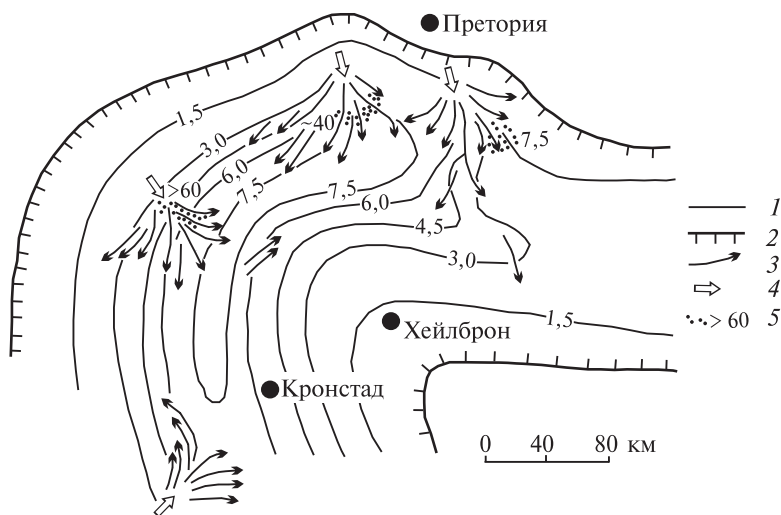


Рис. 2. Палеогеографическая схема надгруппы Витватерсранд (по [Pettijohn et al., 1972]; распространение диамиктитов по [Геверс, Бээтс, 1940; Дю-Тойт, 1957; Crowell, 1999])

1 — реконструированные изопахиты, км; 2 — границы осадконакопления; 3 — золотоносные и ураноносные струи; 4 — основные потоки, сформировавшие конуса выноса и дельты; 5 — районы распространения диамиктитов Гавермент-Риф и их суммарная мощность, м

В прогибе Понгола, в верхней части группы Мозаан, в формации Одвалени наблюдаются четыре пласта диамиктитов от 20 до 80 м мощностью (рис. 3). Диамиктиты содержат камни различного размера, окатанности и состава. Некоторые камни несут характерные следы ледниковой абразии [Young et al., 1998]. Диамиктиты чередуются с пачками песчаников, сланцев (иногда железистых), турбидитов и конгломератов, имеющими мощность десятки метров. В тонкослоистых алевропелитах встречаются друпстоуны, окруженные сингенетичными деформациями типа «структур всплеска» (splash-up). Детальные геохимические исследования тонкозернистых пород формации Одвалени подтверждают вывод о том, что они формировались в холодном климате [Young et al., 1998].

Совокупность перечисленных признаков явно указывает на ледниковое

происхождение диамиктитов, отлагавшихся, по меньшей мере частично, в морском бассейне. Формация Одвалени (именуемая иногда формацией Делфком) моложе риолитов, имеющих возраст 2940 ± 22 млн лет (U-Pb, цирконы [Young et al., 1998]). Ее диамиктиты коррелируют с диамиктитами формации Корнейшен прогиба Витватерсранд [Beukes, Cairncross, 1991], и поэтому они, очевидно, древнее 2914 млн лет.

Таким образом, между 2940 и 2914 млн лет назад кратон Каапваал в Южной Африке подвергся оледенению, во время которого некоторые ледники достигали уровня моря. Не исключено, что позже в прогибе Витватерсранд в интервале 2914–2909 млн лет произошло еще два оледенения. Если предположения об этих оледенениях подтвердятся, можно будет говорить о том, что первая известная нам позднеархейская каапвальская гляциоэра на Земле состояла из двух-трех гляциопериодов.

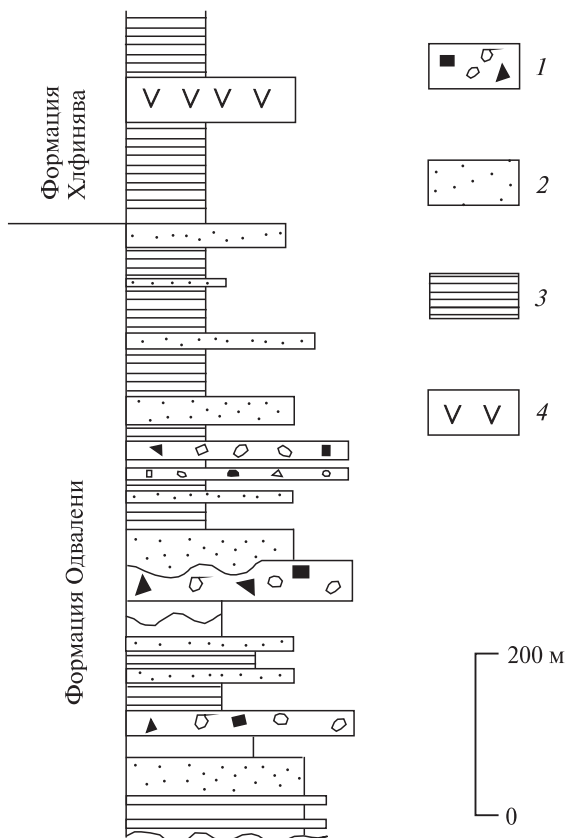


Рис. 3. Разрез позднеархейских ледниковых отложений группы Мозаан, прогиб Пангола, Южная Африка (по [Young et al., 1998])

1 — диамиктиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — вулканогенные породы

Помимо рассмотренных, позднеархейские диамиктиты (главным образом метадиамиктиты) отмечены еще в некоторых регионах мира, однако их ледниковое происхождение не вполне доказано. В Скалистых горах, в штате Монтана, подобные метадиамиктиты известны под комплексом Стиллуотер, возраст которого заключен между 3140 и 2750 млн лет [Crowell, 1999]. Многие метадиамиктиты и «параконгломераты», отмечавшиеся ранее в Северной Америке как архейские тиллиты (в формациях Виннипег в Онтарио, Сейн в районе оз. Верхнего, Тимскаминг и Доре на оз. Верхнем [Coleman, 1926; и др.]), оказались протерозойскими, а их ледниковое происхождение не было подтверждено. На Балтийском щите описаны метадиамиктиты в позднеархейских (лопийских) сериях Пибозеро и Тикшозеро [Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z., 1981 a,b]. Авторы, описавшие их, рассматривали эти метадиамиктиты как оползневые и вулканогенные.

Глава 2

Гуронская гляциоэра

Следы оледенений в нижнепротерозойских отложениях распространены значительно шире, чем в верхнеархейских. Они установлены на четырех современных материках: в Северной Америке, на Балтийском щите, в Южной Африке, Западной Австралии и, вероятно, присутствуют в Центральной Индии.

Северная Америка. Типовые разрезы отложений этой гляциоэры располагаются в Южной Канаде и на северном побережье оз. Гурон ([Young, 2013] и ссылки в ней). Здесь, в средней части Гуронской надгруппы, мощность которой достигает 15 км, установлены три ледниковые формации (снизу вверх): Рамзай Лейк, Брюс и Гауганда (рис. 4). Их мощность колеблется от 75 до 600 м.

Перечисленные формации сложены массивными и слоистыми диамиктитами и разделены толщами (до 2 км) косослоистых песчаников, сланцев и подчиненных им известняков. Нижний возрастной предел этого гуронского ледникового комплекса составляет $2450 \pm 25/-10$ млн лет (U-Pb, риолиты Копер Клиф), а верхний — 2219 ± 4 млн лет (U-Pb, Диабазы Нипайсинг).

Формация Гауганда (1600–3000 м) имеет наиболее широкое распространение (200×450 км) и хорошо изучена [Young, 2013]. На юге в нижней части этой формации отмечено шесть горизонтов диамиктитов континентального и марино-гляциального происхождения. Диамиктиты содержат штрихованные и граненые камни и сопровождаются ритмитами с друпстоунами. В основании диамиктитов иногда наблюдается штрихованное ложе и нисходящие диамиктовые дайки. Диамиктитовые горизонты имеют различную мощность (от нескольких метров до 300 м). В верхней части свиты некоторые тонкие диамиктитовые пласты выклиниваются по простиранию. В южной части региона два нижних мощных диамиктовых горизонта формации Гауганда (около 200 и 300 м) разделены 300-метровой межледниковой толщей слоистых алевролитов, которая начинается и завершается пластами с друпстоунами (см. рис. 4).

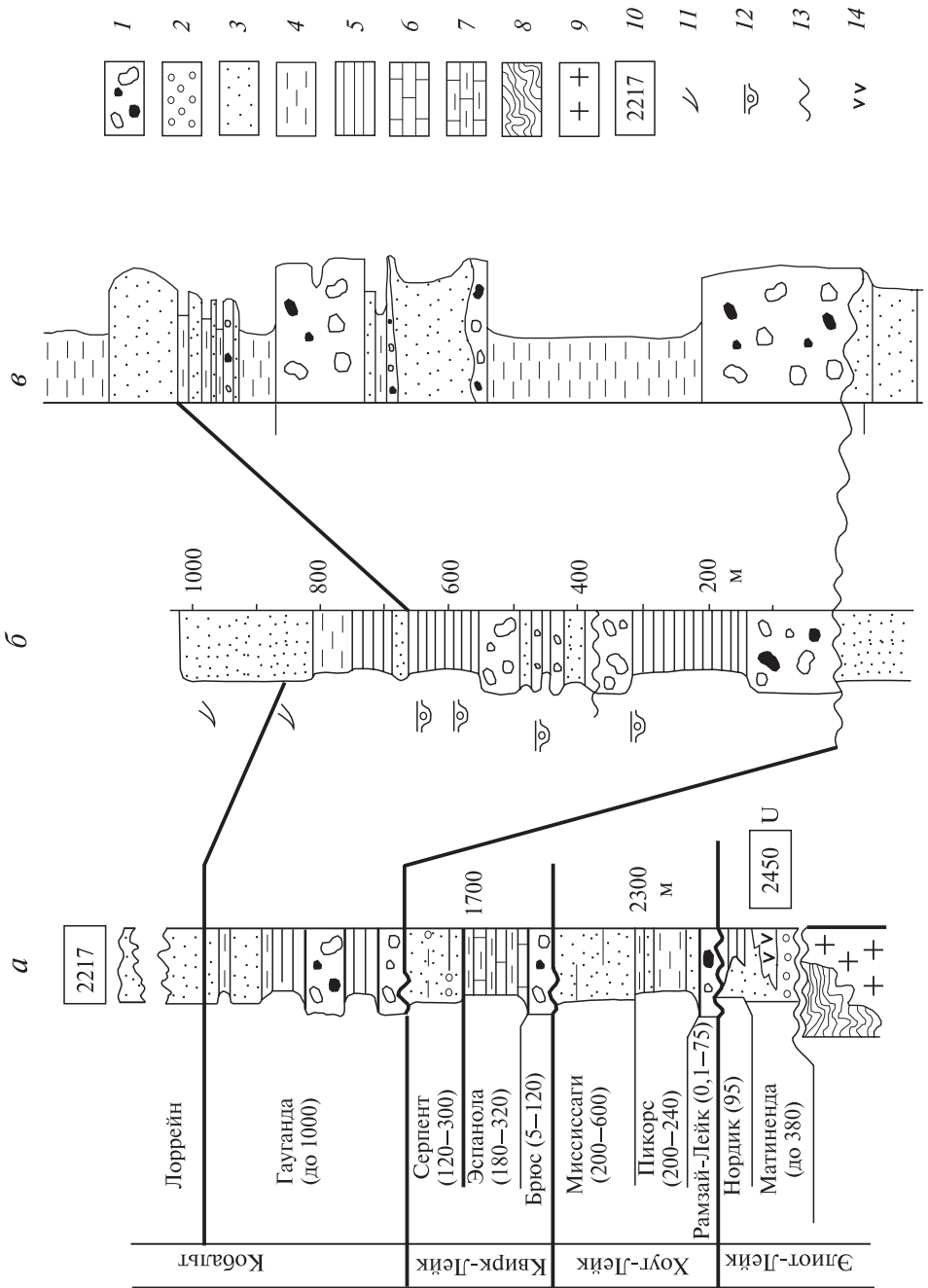




Рис. 4. Ледниковые отложения гуронской надгруппы Канады (по данным [Young, 1970, 2013])

Разрезы: *a* — надгруппы Гурон, *b* — формации Гауганда, *в* — нижней подсвиты формации Гауганда

1 — диамиктиты; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — известняки; 7 — глинистые известняки и мергели; 8 — кристаллические породы фундамента; 9 — граниты; 10 — U-Pb радиоизотопные датировки, млн лет; 11 — косяя слоистость; 12 — друпстоуны; 13 — несогласия; 14 — вулканогенные породы

С формацией Гауганда коррелируют диамиктиты и сланцы с друпстоунами, которые описаны непосредственно к югу от района развития формации Гауганда на южном берегу оз. Верхнего, в основании группы Чоколай (формация Ферн Крик). Возраст группы Чоколай оценивается сейчас между 2200 и 2300 млн лет [Young, 2013]. Разрез, близкий по своему строению, составу и присутствию трех мощных диамиктитовых горизонтов к гуронскому, известен в 2000 км юго-западнее оз. Гурон, в надгруппе Сноу Пасс, в юго-восточном Вайоминге. Вероятными стратиграфическими аналогами гуронских ледниковых отложений являются также диамиктиты и сланцы с друпстоунами, которые известны в районе Шибугамо, к северо-западу от района развития гуронских отложений, а также к западу от Гудзонова залива (формация Падлей) и в районе Блэк Хиллс в Южной Дакоте.

Широкое распространение на Североамериканской платформе ледниковых отложений, коррелируемых между собой и имеющих возраст в интервале 2450–2200 млн лет, позволяет предположить, что значительная часть архейского ядра этой платформы подверглась в начале раннего протерозоя неоднократным покровным оледенениям [Young, 2013]. О покровном характере этого оледенения, кроме большой площади распространения, свидетельствует присутствие в разрезах марино-гляциальных отложений. Последние указывают на то, что снеговая линия во время оледенения опускалась по меньшей мере до равнин и ледники широким фронтом достигали уровня моря.

Балтийский щит. Не столь крупные, как в Северной Америке, но многочисленные местонахождения диамиктитов и ритмитов, содержащих лоунстоуны и друпстоуны, известны в верхней части сариолийских отложений, залегающих на архейском Карело-Финском ядре Балтийского щита ([Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z., 1981d; Melezhik et al., 2013] и ссылки в них). Большинство исследователей в настоящее время считают, что эти диамиктиты и ритмиты отлагались ледниками или вблизи ледников. В стратотипе Сариолия, в Онежском прогибе, тонко ритмично-слоистые сланцы, содержащие лоунстоуны и друпстоуны, слагают 100-метровую верхнюю пачку свиты Пялозеро. Во многих других карельских разрезах в верхних частях Сариолия кроме ритмитов присутствуют диамиктиты [Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z., 1981d¹; Melezhik et al., 2013].

¹ Первоначально эти авторы считали эти диамиктиты неледниковыми, позже они допускали их ледниковое происхождение.

Возраст Сариолия оценивается в 2430–2300 млн лет [Melezhik et al., 2013].

На западе Финляндии с верхней частью Сариолия сопоставляется свита Уркаваара, сохранившаяся от размыва часть которой имеет мощность около 200 м и сложное строение [Marmo, Ojakangas, 1984]. Нижнюю треть свиты слагают две пачки тонкослоистых алевропелитовых пород с лоунстоунами и дропстоунами. Эти пачки разделены пачкой градационно-слоистых песчаников и алевролитов. Толща с дропстоунами согласно перекрывается массивным диамиктитом, который по простиранию выклинивается или срезается несогласием. Средняя часть свиты сложена градационно-слоистыми песчаниками с прослоями конгломератов и сланцев. Венчают свиту Уркаваара толсто- и косослоистые конгломераты, в которых встречаются линзы диамиктитов.

В Имандра-Варзутском зеленокаменном поясе Кольского полуострова с сариолийскими отложениями сопоставляются тонко ритмично-слоистые сланцы и известняки свиты Полисарка, которые содержат лоунстоуны и дропстоуны [Melezhik et al., 2013]. Данная свита имеет мощность от 20 до 115 м и несогласно залегает в основании серии Варзуга на выветрелых вулканогенных породах, датированных U-Pb методом в $2429 \pm 6,6$ млн лет. В наиболее полных разрезах свиты Полисарка ее нижние 90 м сложены тонкослоистыми доломитизированными известняками и ритмично-слоистыми мергелями, содержащими лоунстоуны и дропстоуны. Верхняя часть свиты (20 м) залегает на карбонатной пачке со следами перерыва. Она сложена ритмично-слоистыми сланцами с дропстоунами и содержит пласт массивных и слоистых диамиктитов мощностью около 14 м. Верхний возрастной предел свиты Полисарка определяется минимальным возрастом обломочных цирконов из вышележащей свиты Ильмозеро в 2050 млн лет.

Породы предположительно ледникового происхождения отмечаются в свите Неверскрукк, в основании разреза отложений Печенгского зеленокаменного пояса. В этой свите среди базальных конгломератов встречаются пачки, состоящие из градационно-слоистых пластов, которые начинаются алевропелитами и завершаются мелкогалечными конгломератами. В алевролитах встречаются одиночные камни, напоминающие дропстоуны. Это, наряду со слабой степенью выветривания и сортировки базальных конгломератов, наводит на мысль о ледниковых обстановках [Melezhik et al., 2013]. Отсутствие ясных признаков происхождения не позволяет, однако, уверенно относить эти породы к ледниковым образованиям, а широкие их возрастные пределы (между $2429 \pm 1,6$ и 2058 ± 2 млн лет) — коррелировать с гуронскими отложениям.

Южная Африка. Давно известным регионом развития нижнепротерозойских ледниковых отложений является прогиб Грикваленд [Дю-Тойт, 1957; Visser, 1981; Eriksson, Altermann, 2013; и др.]. Здесь в составе надгруппы Трансвааль имеется ледниковая формация Макганиене, известная ранее под названием Тиллитов Грикватаун. Формация Макганиене залегает несогласно между подгруппой Коегас, датированной в 2415 ± 6 млн лет (Pb-Pb

[Kirschvink et al., 2000]), и формацией Онгелук, возраст которой определен в 2222 ± 21 млн лет (Pb-Pb, лавы [Cornell et al., 1996]). Сложена формация Макганиене массивными и грубослоистыми диамиктитами мощностью до 500 м, в основании которых иногда наблюдается ледниковое ложе.

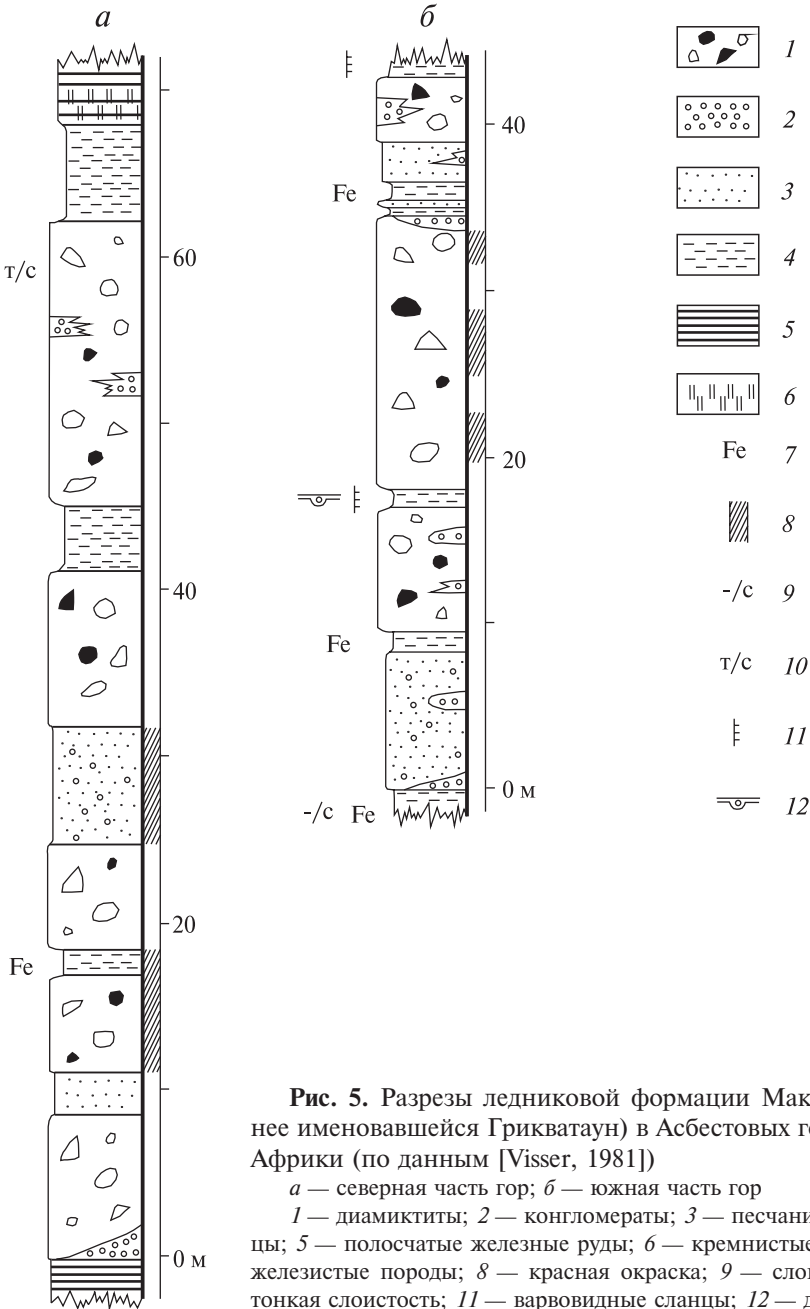


Рис. 5. Разрезы ледниковой формации Макганиене (ранее именовавшейся Грикватаун) в Асбестовых горах Южной Африки (по данным [Visser, 1981])

a — северная часть гор; *b* — южная часть гор

1 — диамиктиты; 2 — конгломераты; 3 — песчаники; 4 — сланцы; 5 — полосчатые железные руды; 6 — кремнистые породы; 7 — железистые породы; 8 — красная окраска; 9 — слоистость; 10 — тонкая слоистость; 11 — варвовидные сланцы; 12 — дропстоуны

Диамиктиты содержат эрратические и обработанные ледником камни. Диамиктиты связаны постепенными переходами с содержащимися в них прослоями железистых алевропелитов, которые иногда постепенно переходят в полосчатые железные руды (рис. 5). Кроме того, диамиктиты содержат пачки, прослой и линзы конгломератов, галечных песчаников и ритмично-слоистых сланцев с друпстоунами.

В прогибе Трансвааль аналогами формации Макганиене, очевидно, являются формации Босхоек и Таймеболл Хилл (мощность до 2 км), которые слагают основание группы Претория [Eriksson, Altermann, 2013]. Формация Босхоек сложена диамиктитами, а в верхней части подстилающей ее формации Таймеболл Хилл встречаются протяженные линзы диамиктитов до 20 м мощностью. Диамиктиты формации Босхоек содержат граненые и штрихованные камни, а также ритмично-слоистые сланцы. В основании формации Таймеболл Хилл залегают черные сланцы, Re-Os возраст которых 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, составляющая 2224 ± 21 млн лет [Eriksson, Altermann, 2013].

Формацию Таймеболл Хилл несогласно подстилает формация Дайчленд (Duitschland), мощность которой варьирует от 15 до 1000 м и которая, в свою очередь, резко несогласно перекрывает полосчатую железорудную формацию Пенге. Формация Дайчленд сложена сланцами, мергелями, кварцитами, известняками, доломитами и содержит два пласта диамиктитов: в основании и в верхней части формации. Нижний диамиктит трактуется как ледниковый на основании присутствия штрихованных и гетерогенных по составу камней [Bekker et al., 2001; Frauenstein et al., 2009].

Австралия. В Западной Австралии в нижнепротерозойском прогибе Хамерсли в формации Кунгарра известны диамиктиты, которые имеют мощность до 270 м и выделены в качестве пачки Метеорайт Боре. Диамиктиты состоят из неслоистого аевролитового матрикса, в котором рассеяны штрихованные, граненые и полированные камни различных пород до 1 м в поперечнике. Среди диамиктитов Метеорайт Боре встречаются тонкие (до 1 м) прослой доломитов. Нижний возрастной предел диамиктитов дает U-Pb датировка риолитов из подстилающей серии, которая составляет 2449 ± 3 млн лет. Верхний предел определяет U-Pb датировка базальтов из покрывающей серии, давшая 2209 ± 15 млн лет [Martin, 1999].

Индия. В Центральной Индии в нижней части раннепротерозойской группы Саусар описаны метадиамиктиты, содержащие некоторые признаки, которые указывают на их возможное ледниковое происхождение [Mohanty et al., 2015]. Метадиамиктиты содержат различно окатанные обломки и крупные неокатанные эрратические валуны в мелкозернистом матриксе и ассоциируются со сланцами с друпстоунами и тилловыми пелетами (?). На диамиктиты налегает пачка карбонатных пород,

которая квалифицируется как кэп карбонаты (cap carbonates). Эти карбонаты характеризуются отрицательными величинами $\delta^{13}\text{C}$ (до $-7,4\%$ VPDB) и повышенным содержанием стронция и бария. Подстилающие группу Саусар граниты и гнейсы имеют возраст 2432 ± 5 млн лет (U-Pb, цирконы) и претерпели метаморфизм 2056 ± 7 млн лет назад (U-Pb, цирконы). Описавшие эти метадиамиктиты авторы коррелируют их с гуронскими и африканскими ледниковыми горизонтами [Mohanty et al., 2015].

Характер гуронских оледенений. Приведенные данные свидетельствуют о том, что в интервале 2400–2200 млн лет назад на Земле происходили неоднократные крупные оледенения, имевшие покровный характер. Об их покровном характере свидетельствуют не только широкое распространение ледниковых отложений, но также частое присутствие среди них марино-гляциальных отложений. Следы гуронских оледенений установлены по меньшей мере на четырех современных континентах. Их межконтинентальная корреляция между собой затруднительна, и поэтому установить точное число оледенений и их ранг невозможно. Как минимум можно считать, что было три ледниковых периода, поскольку в надгруппах Гурон Канады и Сноу Пасс США наблюдаются по три мощные ледниковые формации, разделенные еще более мощными межледниковыми отложениями. При этом каждая ледниковая формация, в свою очередь, обычно содержит следы нескольких дискретных ледниковых событий (см. рис. 3), которые могут быть квалифицированы как ледниковые эпохи.

Столь сложная иерархическая структура ледниковых отложений гуронской гляциоэры, наряду с их большими мощностями и широким развитием марино-гляциальных фаций, свидетельствуют об активном гидрологическом режиме на Земле на протяжении этой гляциоэры, что плохо согласуется с представлениями о тотальном характере некоторых гуронских оледенений, которые основываются на палеомагнитных данных [Evans, 2003].

Сделаны интересные попытки корреляции гуронских ледниковых горизонтов Канады и Трансваальского бассейна с помощью данных по геохронологии и их взаимоотношениям с интервалом перехода от масснезависимого к массозависимому фракционированию изотопов серы [Melezhik et al., 2013]. Согласно этим построениям, ледниковые горизонты Рамзай Лейк и нижний диамиктит формации Дайчленд располагаются в зоне этого перехода и могут быть близки по возрасту между собой. Горизонт Брюс коррелирует, видимо, с верхним диамиктитом формации Дайчленд и может быть несколько древнее 2317 ± 7 млн лет. При такой корреляции нижний и верхний возрастные пределы обоих этих ледниковых горизонтов составляют соответственно $2450 + 25/-10$ млн лет и 2317 ± 7 млн лет. Нижний и верхний возрастные пределы горизонта Гауганда и диамиктитов формации Таймеболл Хилл составляют соответственно 2317 ± 7 млн и 2219 ± 4 млн лет (или 2224 ± 21 млн лет). Некоторые авторы предполагают, что в Южной Африке присутствует четвертый, бо-

лее молодой, чем Гауганда, ледниковый горизонт и оценивают его возраст в 2260–2220 млн лет.

Из всех приведенных данных можно заключить, что гуронская ледниковая эра произошла 2400–2200 млн лет назад и как минимум состояла из трех или четырех ледниковых периодов. Причиной оледенений могло быть окисление метана и сильное ослабление парникового эффекта атмосферы в результате ее первичной оксигенизации («великая оксигенизация»). Эта оксигенизация была, очевидно, обусловлена интенсивным фотосинтезом синезеленых бактерий, получивших распространение незадолго до гуронской гляциоэры.

Глава 3

Африканская гляциоэра

Африканской гляциоэре предшествовал длительный безледниковый интервал — «великая ледниковая пауза», которая продолжалась почти 1450 млн лет и отделяла раннепротерозойскую гуронскую гляциоэру от африканской. Существенное потепление на Земле наступило сразу после завершения гуронской гляциоэры. Даже в тех районах, где были обнаружены следы гуронских оледенений, климат быстро сменился теплым и аридным. В ряде регионов стали накапливаться карбонатные, часто красноцветные и строматолитовые отложения с многочисленными включениями псевдоморфоз по гипсу, ангидриту, галиту или со следами их выщелачивания.

В США и Австралии подобные породы фиксируются в отложениях с возрастом около 2250 и 2100 млн лет [Evans, 2006]. В Карелии, в нижней части ятулия (несколько моложе 2300 млн лет), появляются карбонатные красноцветы и образования типа каличе, калькреты и силькреты, а также пустоты от выщелачивания кристаллов гипса [Ахмедов и др., 1996]. Выше в свите Туломозеро, имеющей возраст около 2100 млн лет, под 300-метровой пачкой ангидритов и магнезитов скважиной была вскрыта толща каменной соли мощностью 194 м [Морозов и др., 2010]. Многочисленные следы аридной седиментации фиксируются и в более молодых отложениях протерозоя, вплоть до середины верхнего рифея — около 770 млн лет [Evans, 2006].

Публикации о следах оледенений во время «ледниковой паузы», напротив, редки, вызывают большие сомнения и подвергаются критике. Обычно описываемые как следы оледенений диамиктиты и лоунстоуны имеют локальное распространение и не содержат типичных, а тем более прямых признаков ледникового происхождения. Возможно, самыми древними среди упоминаемых постгуронских диамиктитов являются диамиктиты Янис-Ярви в Карелии (между 2100 и 1900 млн лет), которые рассматривались как отложения временных потоков [Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z., 1981e]. Более молодыми являются, очевидно, диамиктиты свиты Ламмос в районе Печенги. Они несколько моложе 2004 ± 9 млн (Re-Os метод, угли-

стые сланцы [Melezhik et al., 2013]) и древнее $1950 \pm 9,5$ млн лет (U-Pb SHRIMP, цирконы гранитоидов [Ветрин и др., 2008]). Ледниковое происхождение диамиктитов Ламмос [Гилярова, 1964; Ахмедов и др., 1996] давно и убедительно оспаривается другими авторами [Загородный, 1962; Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z., 1981c]. В Сибири алевритовые песчаники с «плавающей галькой» описаны в средней части сакуканской свиты удоканской серии Сибири. Никаких следов их ледникового происхождения не отмечено. Сакуканская свита моложе 2180 млн лет (U-Pb, метатифы, цирконы [Бережная и др., 1988]) и древнее 1867 ± 3 млн лет (U-Pb, цирконы кварц-базальтовых диоритов [Попов и др., 2009]).

В Северо-Западной Австралии, в орогене Халлс Крик, отмечен валунный филлит с возрастом более 1855 млн лет [Williams, 2005]. Там же, в прогибе Кимберли, на поверхности несогласия в основании группы Кимберли (датированного U-Pb методом по цирконам как $< 1834 \pm 3$ и $> 1790 \pm 4$ млн лет) была описана система параллельных борозд [Williams, 2005]. Она интерпретируется этим автором как следы деятельности позднеледниковых вод («каналы Най»¹), а покрывающие их кварцевые конгломераты и песчаники — как флювиогляциальные отложения.

Последнее заключение вызывает большие сомнения в связи с целиком кварцевым составом этих отложений. Если их источником был бы ледниковый материал, то при установленном преобладающем сносе с востока во флювиогляциальных отложениях неизбежно должны были присутствовать обломки подстилающих полевошпатовых и других метаморфических пород орогена Халлс Крик, обрамляющего бассейн Кимберли с востока и являвшегося, по мнению Г.Виллямса, центром оледенения. Сами борозды, судя по многочисленным фотографиям и по аэрофотографии, представляются слишком прямыми, равновеликими и параллельными. Они скорее напоминают тектоническую трещиноватость, чем ледниковые борозды, которые, как указывалось выше, обычно разновелики и субпараллельны. Возможно, что рассеченные параллельными тектоническими трещинами отложения, расположенные ниже поверхности несогласия, действительно подверглись некоторой эрозионной обработке теми потоками, которые отложили вышележащие песчаники. В целом и поверхность ложа и покрывающие его отложения не похожи на результаты ледниковой деятельности и как минимум их происхождение требует дальнейшего изучения и обсуждения. Г.Виллямс назвал предполагаемое оледенение Кинг Леопольд.

В Центральной Индии в основании группы Семри известны диамиктиты Гангау, которые считались некоторыми исследователями ледниковыми [Ahmad, 1960; и др.]. U-Pb возраст цирконов из вулканогенных пород этой группы составляет от 1599 ± 8 до 1631 ± 8 млн лет [Ray et al., 2002]. Более детальное изучение показало, однако, что эти диамиктиты отложены обломочными потоками [Williams, Schmidt, 1996]. Вызывает также дискуссию происхождение диамиктитов в основании надгруппы Торридон на севере

¹ Так называемые Nye channels, следы эрозии произведенной ледниковыми ручьями.

Шотландии, возраст которых оценивается приблизительно в 1100 млн лет [Davison, Hambrey, 1996, 1997; Stewart, 1997; Young, 1999]. В Антарктиде, в северо-западной части Земли Королевы Мод, были отмечены диамиктиты Нилс и конгломераты Тендиклипа (Rb-Sr и K-Ar датировки более 1700 млн лет), для которых одними исследователями предполагалось, а другими оспаривалось ледниковое происхождение [Clarkson, 1981].

Таким образом, достоверных следов оледенений в отложениях «великой ледниковой паузы» не обнаружено. Их отсутствие не может быть результатом недостаточной изученности отложений этого возрастного интервала. Во второй половине XX в., особенно в период «холодной войны» в связи с погоней за стратегическим сырьем и его поисками, геологическим картированием были охвачены почти все участки Земли, сложенные древними породами, даже в слабо развитых странах и труднодоступных регионах. В результате в отложениях «ледниковой паузы» были открыты многочисленные новые месторождения различных полезных ископаемых. При подобных исследованиях трудно было бы не заметить ледниковых отложений, которые образуют обычно крупные тела, являются стратиграфическими маркерами, имеют региональное распространение и, к тому же, привлекают внимание геологов своим неординарным видом и происхождением.

Причиной теплого климата во время «ледниковой паузы» могло быть, как предполагают некоторые авторы, непрерывное и большее, чем ныне, поступление в атмосферу метана из раннепротерозойского океана, который содержал мало кислорода, но характеризовался достаточно высокой биопродуктивностью [Pavlov et al., 2003]. Многие, и в том числе упомянутые выше авторы, допускали, кроме того, что во время «ледниковой паузы» в атмосфере Земли было повышенным и содержание CO_2 .

Ледниковые периоды африканской гляциоэры

Следы африканской гляциоэры распространены очень широко. Они известны сейчас на всех континентах, за исключением Антарктиды. Точный возраст многих из них и их стратиграфическая корреляция далеко не всегда ясны и усиленно обсуждаются. Поэтому в настоящей работе рассмотрены главным образом хорошо изученные и датированные ледниковые разрезы и произведена их корреляция, основанная на радиоизотопных данных, а также с помощью некоторых выявленных в последние годы биостратиграфических и хемотратиграфических реперов.

Наиболее важными представляются следующие реперы (сверху вниз):

- нижняя граница томмотского яруса;
- нижняя граница немакит-далдынского яруса;
- короткая, но значительная отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ вблизи основания немакит-далдынского яруса (EN4 по китайской номенклатуре [Wang et al., 2012]);

- интервал расцвета эдакарской фауны в верхнем венде;
- крупный отрицательный интервал $\delta^{13}\text{C}$ в нижней части верхнего венда известный как шурам-вонака или жуинский (EN3, по китайской номенклатуре);
- комплексы крупных акантоморфных микрофоссилий пертататакского типа в нижнем венде;
- пертататакские комплексы, сопровождающиеся длительным и преимущественно положительным интервалом $\delta^{13}\text{C}$ в нижнем венде (в формации дошуанто интервалы EP2 + EN2 + EP1 по китайской номенклатуре; в формации Кхуфай-Масирах-бей в Омане и в дальнетайгинской серии в Байкало-Патомском нагорье);
- отрицательный пик $\delta^{13}\text{C}$, непосредственно следующий за оледенением Марино и отмеченный в литературе как аномалия Маиберг², и одновременное с ним резкое повышение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений с 0,707 до 0,708;
- ледниковые отложения Марино;
- отрицательный пик $\delta^{13}\text{C}$ Трезона, в верхней части верхнего рифея, предшествующий оледенению Марино;
- положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ Киле, длительная, сложно построенная и предшествовавшая отрицательному пику Трезона; возможно она соответствует аномалии, восходящее крыло которой обнаружено в самой верхней части миньярской свиты Южного Урала (корреляционный уровень С-VII [Кузнецов и др., 2006]);
- отрицательный пик $\delta^{13}\text{C}$ Рахтов, следующий за оледенением Стерт и приблизительно датированный в 700 млн лет;
- оледенение Стерт;
- отрицательный пик $\delta^{13}\text{C}$ Айлей, предшествующий оледенению Стерт и датированный около 725 млн лет;
- положительная аномалия $\delta^{13}\text{C}$, датированная около 760 млн лет и предшествовавшая оледенению Кайгас.

Полный набор этих реперов встречается лишь в немногих разрезах африканской гляциоэры, однако в комбинации с радиоизотопными данными эти реперы позволяют осуществлять, с разной степенью достоверности, сопоставление опорных разрезов этой гляциоэры и выделять в ее составе шесть дискретных гляциопериодов (снизу вверх): Кайгас, Рэпитен, Стерт, Марино, Гаскье и Байконур [Чумаков, 2011].

Гляциоперид Кайгас

Первым оледенением африканской гляциоэры было, очевидно, оледенение Кайгас. Формация Кайгас залегает в основании группы Хильда в комплексе Гариеп в Южной Намибии. Эта формация довольно сильно деформирована, но в целом в ней сохранились седиментационные

² Здесь и далее наименования аномалий $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и большинство их датировок дано по [Halverson, Shield-Zhou, 2011].

признаки, которые указывают на ее марино-гляциальное происхождение [Kroner, 1981; и др.] и на частичную переработку ее отложений обломочными потоками [Frimmel, 2011]. Формация Кайгас моложе 771 ± 6 млн лет и древнее 741 ± 6 или 752 ± 6 млн лет (Pb-Pb и U-Pb, цирконы [Kaufman et al., 2009; Frimmel, 2011]).

Обычно формация Кайгас сопоставляется с ледниковой формацией Чуос Северной Намибии. Возможно, формация Кайгас несколько древнее свиты Чуос, возраст которой меньше 746 ± 2 млн лет (U-Pb TIMS, цирконы из фельзитов и прослоев пеплов [Hoffmann, Prave, 1996]). Эти два близких по возрасту ледниковых эпизода можно, очевидно, включить в один ледниковый период, оставив за ним традиционное название Кайгас. Его отложения представлены марино-гляциальными и флювиальными фациями, которым местами подчинены железорудные горизонты. Распространено мнение о том, что оледенение Кайгас было региональным. Однако установлено, что ледниковый Большой Конгломерат Катанги древнее 735 и моложе 765 млн лет (U-Pb SRIMP, цирконы из вышележащих и нижележащих лав [Key et al., 2001]), т.е. имеет, очевидно, возраст, близкий к оледенению Кайгас. Значительный ареал распространения отложений этого гляциопериода (расстояние от Южной Намибии до Катанги около 1500 км) и присутствие марино-гляциальных отложений указывают на то, что оледенения гляциопериода Кайгас не были местными и что снеговая линия снижалась в то время до уровня, при котором ледники могли выдвигаться на шельф.

В Бразилии к гляциопериоду Кайгас, по-видимому, относятся ледниковые отложения, залегающие в основании приблизительно одновозрастных групп Бамбуи, Макаубас, Уна и Ваза-Баррис-Миаба [Karfunkel, Норре, 1988; Misi et al., 2011; Uhlein et al., 2011; и др.]. Эти ледниковые отложения известны почти по всей восточной периферии кратона Сан-Франсиску и в зонах, переходных к прилежащим неопротерозойским складчатым поясам. В различных частях региона данные ледниковые отложения носят местные названия. Чаще всего их именуют формациями Джекуитаи, Бебедуоро, Рибейрополис, Терра Бранка, Ибиа и др.

В пределах кратона ледниковые отложения залегают в основании группы Бамбуи. Мощность их обычно невелика, и они представлены главным образом континентальными фациями. По направлению к обрамляющим складчатым поясам мощность ледниковых толщ возрастает. Они распадаются на две ледниковые формации (Серра де Катуньи и Нижняя Чапада Акауа) и частично замещаются марино-гляциальными отложениями [Pedrosa-Soares et al., 2011; Uhlein et al., 2011]. Формирование перечисленных формаций в ледниковых условиях во многих местах подтверждено комплексом надежных диагностических признаков: штрихованным ледниковым ложем, диамиктитами с эрратическими, гранеными и штрихованными камнями, а также другими характерными чертами [Karfunkel, Норре, 1988; Misi et al., 2011; Soares et al., 2011].

Ледниковые отложения перекрыты карбонатами группы Бамбуи и ее стратиграфических аналогов. Возраст перечисленных ледниковых свит

вызывает определенные сомнения. Старые Rb-Sr и K-Ar датировки по тонкой глинистой фракции из пород свиты Бебедоуро давали возрасты 900–960 млн лет. В то же время самые молодые обломочные цирконы в них имеют возраст 900 ± 21 млн лет. Базальные слои формации Сете-Лагос, непосредственно покрывающие ледниковые отложения, представляют венчающий кэп карбонат. По ним была получена Pb-Pb датировка 740 ± 22 млн лет [Babinsky et al., 2007]. Из отложений формации Рибейрополис был получен близкий возраст 730 млн лет (U-Pb, цирконы из туфов [Misi et al., 2011]). Верхняя часть формации Сете-Лагос, которая, перекрывает кэп карбонаты, содержит весьма молодые обломочные цирконы с U-Pb возрастом 557 млн лет [de Paula Santos et al., 2015]. Поэтому предполагается, что верхняя часть формации Сете-Лагос возможно залегает на кэп карбонатах несогласно. Если же предположения об этом очень длительном перерыве между кэп карбонатами и остальной частью формации Сете-Лагос не подтвердятся, то придется предположить, что Pb-Pb датировка ошибочна, а ледниковые отложения представляют гораздо более молодой (< 557 млн лет) ледниковый период, очевидно, байконурский.

Некоторые исследователи, напротив, не исключают, что старые Rb-Sr и K-Ar определения ближе к действительному возрасту рассматриваемых ледниковых отложений [Azmy et al., 2008; Kaufman et al., 2009; Misi et al., 2011]. Свою точку зрения они подкрепляют тем, что в группе Вазанте, которая надвинута на западный край кратона Сан Франсиску и коррелирует с отложениями этого кратона, выделяются два горизонта диамиктитов: в ее основании (формации Сант Антонио до Бонито) и в самой верхней части (формация Лапа). Черные сланцы формации Лапа дали Re-Os возраст около 1000–1100 млн лет [Azmy et al., 2008]. Детритовые цирконы из той же свиты Лапа имеют минимальный U-Pb возраст около 988 млн лет, а цирконы из песчаников, залегающих над нижним диамиктитом Сант Антонио до Бонито дают минимальный возраст около 1000 млн лет [Azmy et al., 2008; Misi et al., 2011]. Re-Os определения были подтверждены повторными анализами, но, видимо, нуждаются в подтверждении другими методами, поскольку из них проистекает важный вывод о существовании в начале неопротерозоя двух более древних, чем Кайгас, оледенений.

Цирконы из сланцев и песчаников серии Вазанте имеют скорее всего обломочное происхождение и определяют лишь максимально допустимый возраст вмещающих пород. Если это так, их датировки указывают на более молодой возраст диамиктитов, чем средний рифей (или мезопротерозой). Некоторые сделанные ранее предположения о наличии оледенений в среднем рифее (например [Чумаков, 1993]) тоже не подтвердились.

Большинство исследователей склоняется к мысли о том, что упомянутые выше U-Pb датировка формаций Рибейрополис (730 млн лет) и Pb-Pb датировка формаций Сете-Лагос (740 ± 22 млн лет) близки к возрасту базальных ледниковых отложений групп Бамбуи, Макаукас, Уна

и Ваза-Баррис-Миаба [Guimaraes et al., 2011; Uhlein et al., 2011; de Paula Santos et al., 2015; и др.]. Что касается ледниковых диамиктитов, которые отмечены в Бразилии в основании группы Альто Парагвае [Alvarenga et al., 2011], в верхних частях групп Ваза-Баррис-Миаба [Misi et al., 2011] и в некоторых других разрезах, то они, как будет показано далее, являются значительно более молодыми (поздневендскими), хотя, по мнению некоторых исследователей, они могут быть разновозрастными и связаны с горными ледниками Бразильского складчатого пояса [Gonzaga, 2001].

На Байкало-Патомском нагорье в верхней части вулканогенно-осадочной медвежьевской свиты тепторгинской серии широко распространены метадиамиктиты [Чумаков, 1978а, 1993], которые достигают мощности нескольких сот метров и местами ассоциируют с полосчатыми железистыми кварцитами. Медвежьевская свита, по-видимому, моложе 1000 млн лет, так как залегает на пуропольской свите, возраст которой по палеомагнитным данным оценивается в 1000 млн лет [Шацилло, Федюкин, 2011]. Среди медвежьевских метадиамиктитов встречаются тонкослоистые сланцы, в которых «...валуны деформируют подстилающие слои и облегаются вышележащими...» [Иванов и др., 1995, с. 85]. Данные авторы не исключают вероятность того, что эти камни были принесены льдом. Судить о генезисе медвежьевских метадиамиктитов трудно из-за их недостаточной изученности и метаморфических изменений. Если предположения о ледниковом происхождении метадиамиктитов или айсберговом разносе валунов в медвежьевское время подтвердятся, то появится соблазн сопоставить эти метадиамиктиты с одним из ледниковых эпизодов кайгасского или более молодого рэпитенского ледниковых периодов. Как известно, с теми и другими тоже нередко связано образование полосчатых железистых кварцитов.

Нижние диамиктиты свиты Байиси Куругтага, предположительно имеющие ледниковое происхождение, датируются в 740 ± 7 млн лет (U-Pb SRIMP, циркон из вулканитов [Xu et al., 2009]) и тоже могут быть связаны с кайгасскими оледенениями.

Нижний и верхний возрастные пределы гляциопериода Кайгас определяются сейчас довольно приблизительно по датировкам Большого Конгломерата Катанги, соответственно в 765 ± 5 и 735 ± 5 млн лет [Key et al., 2001].

Гляциопериод Рэпитен

В горах Маккензи, на северо-востоке Канады, на верхнерифейской группе Коатс Лейк, содержащей наряду с другими породами гипсоносные сланцы, несогласно залегает группа Рэпитен, сложенная следующими ледниковыми формациями (снизу вверх): Маунтин Берг, Сайюнеи и Шезал [Hoffman, Halverson, 2011]. Формация Маунтин Берг, состоящая из темно-бордовых диамиктитов с линзами песчаников, присутствует

только в северо-западной части региона. Формация Сайюнеи сложена темно-красными слоистыми алевролитами с дропстоунами (в том числе эрратическими), песчано-галечными турбидитами и оползневыми конгломератами. Вблизи кровли формации залегает гематит-кварцевая пачка, прослеженная на значительной территории. Формация Шезал состоит главным образом из темно-красных и зеленоватых диамиктитов. Среди камней в диамиктитах преобладают местные породы, но встречаются и эрратические. Довольно обычны граненые камни с ледниковой штриховкой. Близкий стратиграфический аналог группы Рэпитен имеет возраст $716,47 \pm 0,24$ млн лет (U-Pb TIMS, цирконы из туфа в ледниковых отложениях серии Верхний Маунтин Харпер [Macdonald et al., 2010]).

Ряд горизонтов ледниковых отложений, обычно квалифицируемых как стертовские, тоже сформировались в близком к группе Рэпитен возрастном интервале 725–700 млн лет. На севере Омана в основании группы Абу Макарах залегает формация Гхубрах, состоящая из марино-гляциальных диамиктитов, которые содержат штрихованные и граненые камни, а также из сланцев с дропстоунами, подчиненных карбонатов и туфов. Для последних получены U-Pb датировки цирконов, равные $712 \pm 0,5$ и $723 + 16 / - 10$ млн лет [Brasier et al., 2000; Bowring et al., 2007; Allen et al., 2011b]. На юге Омана с формацией Гхубрах коррелирует ледниковая формация Айн, залегающая в основании группы Мирбат и выполняющая погребенные долины. Внутри формации Айн иногда наблюдается штрихованное ложе, найдены камни со следами ледниковой абразии и слоистые породы с дропстоунами. Перекрывает диамиктиты Айн венчающий доломит. Возраст самых молодых пород фундамента, на котором несогласно залегает группа Мирбат, составляет 700–750 млн лет (U-Pb, цирконы [Rieu et al., 2007]). Диамиктиты Айн содержат обломочные цирконы с минимальным возрастом 722 млн лет [Allen et al., 2011a]. Эти датировки не противоречат корреляции диамиктитов Айн и Гхубрах, проводимой на основании геологических данных, и указывают на близость диамиктитов Омана к оледенению Рэпитен.

На Южном Урале, на восточном крыле Башкирского антиклинория, к гляциопериоду Рэпитен могут относиться три горизонта метадиамиктитов аршанской серии Тирлянкой мульды. Возраст двух нижних из них оказался несколько древнее, а верхнего — несколько моложе $709,9 \pm 7,3$ млн лет (U-Pb, SHRIMP, цирконы, метабазальтовые порфириды [Пучков, 2010]). Южнее для диамиктитов кургашлинской подсветы, которая имеет сходное с аршанской серией тектоническое и стратиграфическое положение, установлено ледниковое происхождение [Чумаков, 19986]. Аналогичное или близкое происхождение можно предположить и для метадиамиктитов аршанской серии Тирлянкой мульды.

Датировку, близкую к датировкам из группы Рэпитен и формации Гхубрах Омана, имеют верхние диамиктиты формации Байиси Северо-Западного Китая (725 ± 10 млн лет, U-Pb, SRIMP, циркон вулканитов [Xu et al., 2009]), в которых некоторые исследователи склонны видеть

ледниковые отложения. Возможно, близкий возраст имеет также ледниковая формация Чанган Южного Китая, возрастные пределы для которой составляют 725 ± 10 и 663 ± 4 млн лет (соответственно U-Pb TIMS, циркон [Zhou et al., 2004] и U-Pb SHRIMP, циркон [Zhang Q. et al., 2008]). По возрасту формация Чанган ближе к своему нижнему пределу [Zhang Q. et al., 2011], так как она связана постепенными переходами с подстилающими датированными отложениями, упомянутыми выше.

Ледниковые формации групп Рэпитен Канады, Гхубрах Омана и, возможно, также формация Чанган Южного Китая сформировались почти на 50 млн лет раньше времени формирования подгруппы Юднамонтана, которая является типовым разрезом оледенения Стерт Австралии. Поэтому трудно объединять такие разновозрастные события, как Рэпитен и Стерт в одно. На это уже обратили внимание исследователи, которые различают оледенения Стерт I и Стерт II [Kaufman et al., 2009] или выделяют оледенения S и «S» [Xu et al., 2009]. Отмечают необычайно большую длительность стертовского оледенения s.l. и другие исследователи [Hoffman, Li, 2009]. Поэтому имеются основания оледенения, произошедшие в интервале 710–730 млн лет, относить к самостоятельному гляциопериоду и называть его Рэпитен.

Гляциопериод Стерт

Как уже говорилось, в первоначальном понимании этот гляциопериод представлен подгруппой Юднамонтана в Австралии. Данная подгруппа имеет большую мощность (> 5 км) и сложное трехчленное, изменяющееся по простиранию строение [Preiss, 1987, 2000; Preiss et al., 2011].

На севере Аделаидской геосинклинали подсерия Юднамонтана начинается со сланцевой формации Фиттон, содержащей друпстоуны. Вверх по разрезу она сменяется сначала Тиллитами Болла Боллана³, а затем сланцевой формацией Линдхурст с линзами диамиктитов и обильными друпстоунами. Южнее подгруппа начинается Тиллитами Пуалко и перекрывается сланцами Бенда. Последние по простиранию замещаются гематитовыми сланцами Халоуилена, переслаивающимися с диамиктитами. На песчаниках Бенда несогласно залегает терригенная формация Вилиерпа с друпстоунами. В ее основании располагаются доломитовая брекчия и пачка доломитов с друпстоунами.

Перекрывает формацию Вилиерпа формация Тепли Хилл, которая начинается с пачки Тинднлпина, состоящей из очень тонкослоистых

³ В Австралии с конца XIX в. Тиллитами традиционно называют ряд ледниковых свит, хотя этому и не придают буквального генетического значения. В действительности (за исключением краевых континентальных фаций) ледниковые отложения подсерий Юднамонтана и упомянутой далее Иерелина представлены марино-гляциальными отложениями.

углистых венчающих доломитов и сланцев. Возраст верхней части формации Вилиерпа определяется в 658 ± 2 млн лет (U-Pb SHRIMP, циркон из туфов [Fanning, Link, 2006]), что неплохо согласуется с определениями возраста черных сланцев в нижней части свиты Тепли Хилл Re-Os методом ($643 \pm 2,4$ млн лет [Kendall et al., 2006]) и не противоречит возрасту $< 657 \pm 17$ млн лет, полученному ранее для вышележащей подгруппы Упалина по детритовому циркону (U-Pb SHRIMP метод [Preiss, 2000]).

От этого ряда дат отличается цифра, полученная по аутигенному монациту из подгруппы Упалина (680 ± 23 млн лет, Th-U-Pb [Mahan et al., 2010]), однако, если учесть малую точность этой цифры, то и она не слишком противоречит остальным датировкам. Поэтому за верхний возрастной предел подсерии Юднамонтана можно округленно принять 650 млн лет. Максимальный возрастной предел этой подсерии дают вулканиты Боукаут, подстилающие подсерия Бура и имеющие возраст 777 ± 7 млн лет (U-Pb SHRIMP, циркон из риолитов [Preiss, 2000]). Однако вулканиты Боукаут отделены от подсерии Юднамонтана отложениями мощной (3–8 км) подсерии и двумя несогласиями, и поэтому приведенная датировка 777 ± 7 млн лет, очевидно, значительно больше истинного возраста подсерии Юднамонтана. Очень приблизительно нижний возрастной предел подсерии Юднамонтана можно оценить в 680 млн лет. Строение типовых австралийских разрезов гляциопериода Стерт позволяет заключить, что этот гляциопериод состоял из ряда (не менее трех) ледниковых эпизодов. В хребте Флиндерс, например, в этом периоде устанавливается четыре ледниковых эпизода [Busfield, Le Heron, 2014].

В Северо-Западном Китае, в средней части группы Куругтаг, залегают две формации Алтынгол и Тереекен. Обе содержат мощные диамиктовые пачки и покрываются венчающими пластами доломитов. В обеих формациях и особенно часто в формации Тереекен встречаются эрратические и штрихованные камни, а в формации Тереекен также дропстоуны. Из верхней части формации Алтынгол определены возрасты вулканогенных цирконов $655 \pm 4,4$ и 654 ± 10 млн лет (U-Pb, LA-ICP-MS), которые указывают на ее принадлежность к гляциопериоду Стерт [He et al., 2014].

К западу от Куругтага, в Киргизском Тянь-Шане, наблюдается разрез позднего докембрия, близкий к разрезу группы Куругтаг. Здесь несогласно на вулканических породах свиты Большого Нарына с возрастом 705 млн лет (U-Pb, цирконы [Судоргин, 1990]) залегают джетымская серия, в основании которой располагается мощная (около 1000 м) джетымтаусская свита. Она состоит преимущественно из диамиктитов, которые частично трактуются как марино-гляциальные отложения [Королев, Максумова, 1984]. Эти диамиктиты слагают два или три горизонта, разделенных пачками сланцев, конгломератов, полосчатых и массивных гематит-магнетитовых руд и туффитов. Перекрывает диамиктиты в ряде мест базальная 10-метровая пачка джакболотской свиты, состоящая

из тонкослоистых углистых известняков [Королев, Максумова, 1984] и напоминающая венчающие карбонаты. Представляется, что мариногляциальные отложения джетымтаусской свиты, по меньшей мере частично, формировались во время гляциопериода Стерт.

Диамиктиты Скаут Маунтинс в юго-восточном Айдахо, США, имеют возраст между $686 \pm 0,4$ и 667 ± 5 млн лет (U-Pb, SRIMP, цирконы туфов [Link, Christie-Blick, 2011]), и поэтому они могут быть отнесены к гляциопериоду Стерт. Диамиктиты образуют в формации Покателло два горизонта, которые местами содержат штрихованные камни. Стратиграфическим аналогами диамиктитов Скаут Маунтинс являются два горизонта диамиктитов формации Эдвардсбург центрального Айдахо, для которых получены датировки 684 ± 4 и 685 ± 5 млн лет (U-Pb, SRIMP, цирконы эфузивов [Lund et al., 2011]).

По-видимому, к ледниковому периоду Стерт принадлежит подсвита Чученг, образующая верхнюю часть формации Фулу и явно представляющая собой самостоятельный ледниковый горизонт. Упомянутая выше датировка 663 ± 4 млн лет располагается непосредственно над его кровлей.

Не исключено также, что плохо датированные диамиктиты баллагнахской серии на Патомском нагорье тоже отлагались во время гляциопериода Стерт.

Гляциопериод Марино

Под этим названием мы понимаем группу оледенений, произошедших в начале венда (или, по версии International Stratigraphic Commission, в конце криогения). Некоторые австралийские геологи считают неправильным использование названия Марино для данных оледенений [Williams et al., 2008]. Мы используем это название только потому, что оно наиболее популярно и понятно для большинства исследователей, хотя и утратило свой первоначальный смысл. Надо согласиться с упомянутыми выше австралийскими авторами, что до выбора нового типового разреза этого гляциопериода было бы правильнее применять название типового австралийского ледникового подразделения. Таким подразделением является подгруппа Иерелина, а не формация Елатина, которая, хотя и имеет приоритет, но не обнимает весь ледниковый разрез, так как исключает нижнюю ледниковую формацию Фортресс Хилл [Williams et al., 2008, 2011].

Австралия. Как уже было сказано, в типовом разрезе Южной Австралии гляциопериод Марино представлен подгруппой Иерелина [Preiss, 1987, 2000; Williams et al., 2008, 2011]. В наиболее полных разрезах на севере хребта Флиндерс подгруппа начинается мощной формацией Фортресс Хилл (> 1 км), которая сложена тонкослоистыми алеволитами, содержащими граненые друпстоуны разнообразных пород, в том числе гранитов. Эту формацию с резким размывом покрывают базальные песчаники, кон-

гломераты и диамиктиты формации Тиллит Маунт Куртис, которые тоже содержит эрратические, граненые и штрихованные камни. Некоторые гранитные глыбы в этой формации достигают величины десятков кубических метров. С перерывом на формацию Тиллит Маунт Куртис и на ее аналог Тиллита Пепурта ложатся аркозовые песчаники формации Песчаник Бальпарана или ее аналог Кварциты Грампус. Последние вверх по разрезу сменяются формацией Алевролиты Кетчовла, которая состоит из тонкослоистых и косослоистых палевых алевролитов, содержащих дропстоуны до 1 м в поперечнике.

Сложенная в значительной мере песчаниками и алевролитами формация Елатина является аналогом верхней части подгруппы Иерелина на западе хребта Флиндерс. Венчающий ее доломит Нуккалина, с которого начинается вышележащая группа Вильпена, ложится на подгруппу Иерелина с размывом, полностью срезающим в северных разрезах Алевролиты Кетчовла, а местами и всю подгруппу Иерелина. В поверхность этого несогласия вопреки всем правилам «забит золотой гвоздь» обозначающий подошву Эдиакара. Точный возраст подгруппы Иерелина не известен.

Упомянувшееся выше определение U-Pb возраста цирконов из туфов свиты Вилиерпа и U-Pb возраста детритовых цирконов из свиты Буениро, залегающей значительно выше подсерии Иерелина, показывают, что она моложе 658 ± 17 и древнее 588 ± 35 млн лет [Preiss, 2000]. Более точный возраст верхней части подсерии Иерелина дает ее корреляция с верхней частью формации Брекчия Коттон о-ва Кинг, для которой получен CA-TIMS U-Pb возраст хорошо ограненного циркона $636,41 \pm 0,45$ млн лет [Calver et al., 2013]. Эта датировка очень близка к датировке $636,3 \pm 4,9$ млн лет (цирконы туфов U-Pb SRIMP [Zhang S. et al., 2008]), полученной ранее для нижней части ледниковой формаций Нантуо Южного Китая и $635,5 \pm 0,5$ млн лет, полученной для метаморфизованных сланцев группы Свакоп Центральной Намибии (U-Pb, TIMS, цирконы [Hoffmann et al., 2004]), которая сопоставляется с тиллитами Гхауб Южной Африки.

Фациальный анализ и строение типовых разрезов подгруппы Иерелина свидетельствуют о трехкратной смене ледниковых и межледниковых обстановок в открытом бассейне [Preiss, 2000; Williams et al., 2008, 2011]. Начиналось и заканчивалось оледенение Иерелина сравнительно постепенно, ледниковым разносом, о чем свидетельствуют сланцы, содержащие рассеянные гальки. Условия образования подсерии Иерелина в корне противоречат мнению о том, что оледенение Марино было одним непрерывным оледенением, которое началось почти внезапно, продолжалось около 20 млн лет и внезапно закончилось [Hoffman, Schrag, 2002; Hoffman, Li, 2009]. Имеющиеся радиометрические данные позволяют достаточно уверенно относить ледниковую подгруппу Иерелина к нижнему венду.

Отложения, которые могут быть отнесены к гляциопериоду Марино в широком понимании, развиты почти на всех континентах, хотя их страти-

графическое положение и объем могут быть несколько разными. Помимо редких радиоизотопных датировок, идентифицировать этот стратиграфический интервал помогает его стратиграфическое положение ниже ранневендского комплекса акритарх ЕСАР в Австралии, в формации Душаонтоу КНР, в уринской свите Средней Сибири, несколько ниже большой положительной ранневендской аномалии $\delta^{13}\text{C}$ в нижней части Душаонтоу, в дальнетайгинской серии и в группах Масирах и Куфайской Омана, а также непосредственно под отрицательной аномалией $\delta^{13}\text{C}$ Маиберг, связанной с маринскими кэп доломитами.

Южный Китай. Формация Нантуо Южного Китая является одними из наиболее изученных примеров отложений гляциопериода Марино. Эта формация имеет широкое распространение (более чем 1000×2000 км) и сложена главным образом массивными диамиктитамы с подчиненными прослоями алевропелитов, песчаников и конгломератов. Диамиктиты характеризуются весьма разнообразным составом камней, частично имеющих пулевидную форму и штрихованных. В свите обнаружены также друпстоуны [Zhang Q. et al., 2011]. Цирконы туфогенного горизонта вблизи подошвы формация Нантуо имеют возраст $636,3 \pm 4,9$ млн лет (U-Pb SRIMP [Zhang S. et al., 2008]), а в нижней части покрывающего ее венчающего доломита (кэп доломита) — $635 \pm 0,5$ млн лет (U-Pb TIMS [Condon et al., 2005]).

Вблизи кровли формации Дошуантоу имеются U-Pb датировки вулканогенных цирконов, равные 551 и 555 млн лет (U-Pb TIMS [Condon et al., 2005; Zhang S. et al., 2005]). В залегающей выше формации Деньин встречен комплекс эдиакарских Metazoa, а еще выше по разрезу, в нижней части формации Жуиджиакинг, покрывающей формацию Деньин, описан немакит-далдынский комплекс мелкораквиной фауны [Steiner et al., 2007]. Он указывает на поздневендский возраст формации Жуиджиакинг. Вблизи подошвы немакит-далдынского горизонта отмечается характерная кратковременная, но существенная по величине отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ Басе [Zhu, Zhang, Yang, 2007], аналогичная тем, которые известны в основании немакит-далдынского горизонта других регионов.

Оман. Другим хорошо изученным районом развития отложений гляциопериода Марино является Оман. Здесь ледниковая формация Фику залегает в кровле формации Абу Макарах. Она достигает местами большой мощности (до 1,5 км) и состоит из сланцев, песчаников и нескольких пачек диамиктитов, которые относятся к проксимальным и дистальным марино-гляциальным отложениям, содержащим штрихованные и граненые камни, а также друпстоуны. Часть этих диамиктитов представляет отложения обломочных потоков [Leather et al., 2002; Allen et al., 2011 a,b]. Формацию Фику покрывает пласт венчающих доломитов. Он имеет мощность несколько метров и выделен в самостоятельную формацию Хадаш. Максимальный возрастной предел формации Фику менее 646 млн лет, а согласно залегающих выше по разрезу формаций Абу Масирах и Кхуфаи — менее 610 и 600 млн лет соответственно (U-Pb,

обломочные цирконы [Rieu et al., 2007]). Радиометрические данные и стратиграфическое положение формации Фику позволяют достаточно уверенно относить ее к раннему венду. Этот вывод хорошо согласуется с изотопной характеристикой карбонатов, покрывающих формацию Фику. Умеренно отрицательные величины $\delta^{13}\text{C}$ в доломитах Хадаш выше сменяются существенно положительными (до 5–6‰) в формациях Абу Масирах Бей и Кхуфай (аналог среднедошуантоусской и дальнетайгинской аномалий). Вблизи кровли формации Кхуфай значения $\delta^{13}\text{C}$ начинают быстро снижаться, в результате чего вышележащая формация Шурам характеризуется крупной отрицательной аномалией $\delta^{13}\text{C}$ (до –12‰ [Le Guegroue et al., 2006]).

Группа Ара, сменяющая формацию Шурам вверх по разрезу, начинается с формации Фара, в нижней пачке которой встречены клаудины, а U-Pb методом по цирконам из игнимбритов определен возраст $544,5 \pm 3,3$ млн лет [Brasier et al., 2000]. Несколько выше в этой же формации тем же методом по циркону из пепла получен возраст $542 \pm 0,3$ млн лет [Amthor et al., 2003].

Средняя Сибирь. К гляциопериоду Марино в этом регионе относятся большепатомская свита Уринского поднятия и ее стратиграфические аналоги [Чумаков и др., 2007, 2011, 2013]. Большепатомская свита является базальной свитой дальнетайгинской серии патомского комплекса. Она имеет мощность около 1 км (рис. 6) и состоит из чередования массивных (рис. 7), слоистых и градационно-слоистых диамиктитов и песчаников, а также тонкослоистых турбидитов, содержащих друпстоуны и тилловые пеллеты [Чумаков, Красильников, 1991]. В некоторых пластах массивных диамиктитов большепатомской свиты обнаружена ориентировка удлиненных камней, сходная с ледниковой, что позволяет считать их тиллитами. В свите чередуются пачки проксимальных и дистальных ледниковых отложений.

Большепатомская свита несогласно залегает на баллаганахской серии патомского комплекса и согласно покрывается венчающим доломитом (кэп доломитом) баракунской свиты. В нижней части последней обнаружены отпечатки примитивных вендских фоссилий *Beltanelloides sorchievae* [Леонов, Рудько, 2012], а в залегающей выше по разрезу уринской свите найден богатый комплекс следующих крупных акантоморфных акритарх: *Ancorosphaeridium magnum*, *A. minor*, *Appendisphaera tenuis*, *A. minima*, *Appendisphaera* sp., *Archaeotunispkhaeridium* aff. *fimbriatum*, *Bullatosphaera velata*, *Cavaspina* cf. *C. acuminata*, *Cavaspina basiconica*, *Eotylotopalla strobilata*, *Eotylotopalla* aff. *delicata*, *Gyalosphaeridium minutum*, *Knollisphaeridium maximum*, *Multifronsphaeridium pelorium*, ?*Sinosphaera rupina*, *Tanarium conoideum*, *T. digitiformum*, *T. tuberosum*, *Variomargosphaeridium litoschum*, *Aimia* aff. *gigantica*, *Leiosphaeridia* spp., *Schizofusa zangwenlongii*, *Digitus fulvus* и др. [Воробьева и др., 2008; Чумаков и др., 2013]. Этот комплекс весьма близок ко второй палинозоне, установленной К.Грей в постледниковой формации Пертататака Центральной Австралии [Grey, 2005].

р. Большой Патом

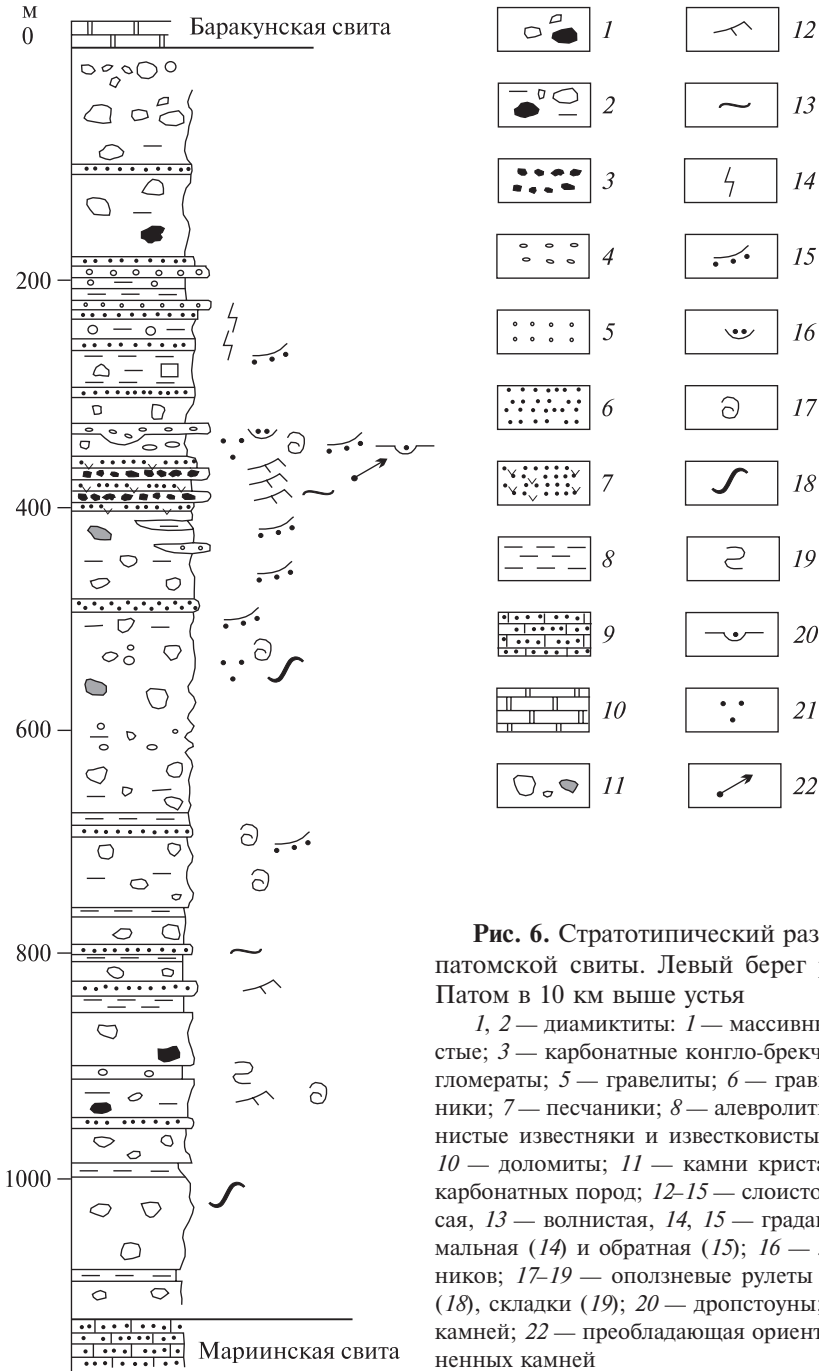


Рис. 6. Стратотипический разрез большепатомской свиты. Левый берег р. Большой Патом в 10 км выше устья

1, 2 — диамиктиты: 1 — массивные, 2 — слоистые; 3 — карбонатные конгло-брекчии; 4 — конгломераты; 5 — гравелиты; 6 — гравийные песчаники; 7 — песчаники; 8 — алевролиты; 9 — песчаные известняки и известковистые песчаники; 10 — доломиты; 11 — камни кристаллических и карбонатных пород; 12–15 — слоистость: 12 — косая, 13 — волнистая, 14, 15 — градационная нормальная (14) и обратная (15); 16 — линзы песчаников; 17–19 — оползневые рулеты (17), будины (18), складки (19); 20 — друпстоуны; 21 — гнезда камней; 22 — преобладающая ориентировка удлиненных камней



Рис. 7. Общий вид массивных диамиктитов (слева Б.Г. Покровский). *Фото В.А. Мележика*

Карбонатные породы дальнетайгинской серии, за исключением венчающего доломита, характеризуются большими положительными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от +3 до +8‰) и возрастающими вверх по разрезу минимальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7073 до 0,7077. Вышележащая жуинская серия патомского комплекса имеет низкие отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ (от -5 до -13‰) и довольно высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ около 0,7079 [Покровский и др., 2006; Melezhik et al., 2009].

Дальнетайгинская положительная и жуинская отрицательная аномалии $\delta^{13}\text{C}$ по своим масштабам и стратиграфическому положению могут соответственно коррелировать с положительными кхуфай-масирахской и нижнедошуантоуской аномалиями и отрицательными шурамской и среднедошуантоуской аномалиями Омана и Южного Китая. Выше по разрезу, вблизи кровли тинновской свиты, обнаружена мелкораквинная фауна немакит-далдынского яруса, а непосредственно выше этих находок — фауна томмотского яруса нижнего кембрия [Хоментовский и др., 2004; Кочнев, Карлова, 2010]. Приведенные палеонтологические и изотопные данные указывают на то, что большепатомская свита должна быть отнесена к раннему венду.

В западной части Байкало-Патомского нагорья, в Западном Прибайкалье, аналогичное большепатомской свите стратиграфическое положение

ние и генезис имеют соответственно джемкуканская свита и бугульдейская пачка голоустенской свиты [Чумаков, 1993; Советов, Комлев, 2005]. На западном склоне Алданского щита фациальным и стратиграфическим аналогом большепатомской свиты является ничатская свита, которая состоит из массивных и, реже, слоистых ледниковых диамиктитов, лимногляциальных тонкослоистых глинистых алевролитов с друпстоунами, а также флювиогляциальных косослоистых песчаников и конгломератов (рис. 8). Многие камни в ничатских диамиктитах покрыты продольной, разновеликой, субпараллельной штриховкой, которая приурочена к вновь образованным абразионным граням. На гранитных гальках встречаются шрамы в виде мелких копьевидных зарубок (рис. 9). Удлиненные камни в диамиктитах имеют преобладающие северную и северо-восточную ориентировки. В подошве некоторых массивных диамиктитов наблюдаются следы эрозии, дисгармоничная складчатость, брекчии и недеформированные отторженцы подстилающих пород.

Южная Африка. Как уже упоминалось ранее, в Северной Намибии к оледенению Марино относится формация Гхауб, которая состоит главным образом из массивных и неяснослоистых диамиктитов, содержащих в подчиненном количестве турбидиты с лоунстоунами, дебриты и тонкослоистые осадки мутьевых плюмов. Возраст предполагаемых стратиграфических аналогов формации Гхауб в Центральной Намибии составляет $635,5 \pm 0,5$ млн лет⁴, поэтому она сопоставляется с формацией Нантуо Южного Китая, с подгруппой Иерелина Южной Австралии и относится к оледенению Марино. Ледниковая формация Нумис, залегающая в комплексе Гариеп в Южной Намибии, обычно коррелировала с формацией Гхауб Северной Намибии и тоже относилась к оледенению Марино. Для покрывающих формацию Нумис кэп доломитов получена, однако, верхневендская Pb-Pb датировка 555 ± 28 млн лет [Frimmel, 2011], а непосредственно выше обнаружены поздневендские (позднеэдиакарские) микрофоссилии [Germes et al., 2009], что, очевидно, говорит о значительно более молодом верхневендском возрасте формации Нумис.

Западная Африка. Отложения гляциопериода Марино широко распространены в синеклизе Таудени, где эти породы не метаморфизованы и хорошо изучены [Deunoux et al., 2006]. Здесь на терригенно-карбонатных отложениях групп Чуар, Атар, Тифоунке и Ассабет ель Хассиане или на кристаллическом фундаменте с размывом залегают ледниковая группа Джебелиат. Эта группа сложена тиллитами, дельтовыми и флювиальными косослоистыми песчаниками, а также лагунными или морскими аргиллитами с друпстоунами. В тиллитах в значительном количестве встречаются эрратические, штрихованные и граненые камни, а в подошве тиллитов — гляциодислокации [Deunoux, Trompette, 1981a]. В разрезе группы Джебелиат устанавливаются два ледниковых горизонта, разделенных дельтовыми, флювиальными и лагунными отложениями.

⁴ U-Pb, TIMS, цирконы туфов из метаморфизованных сланцев группы Свакоп Центральной Намибии [Hoffmann et al., 2004].

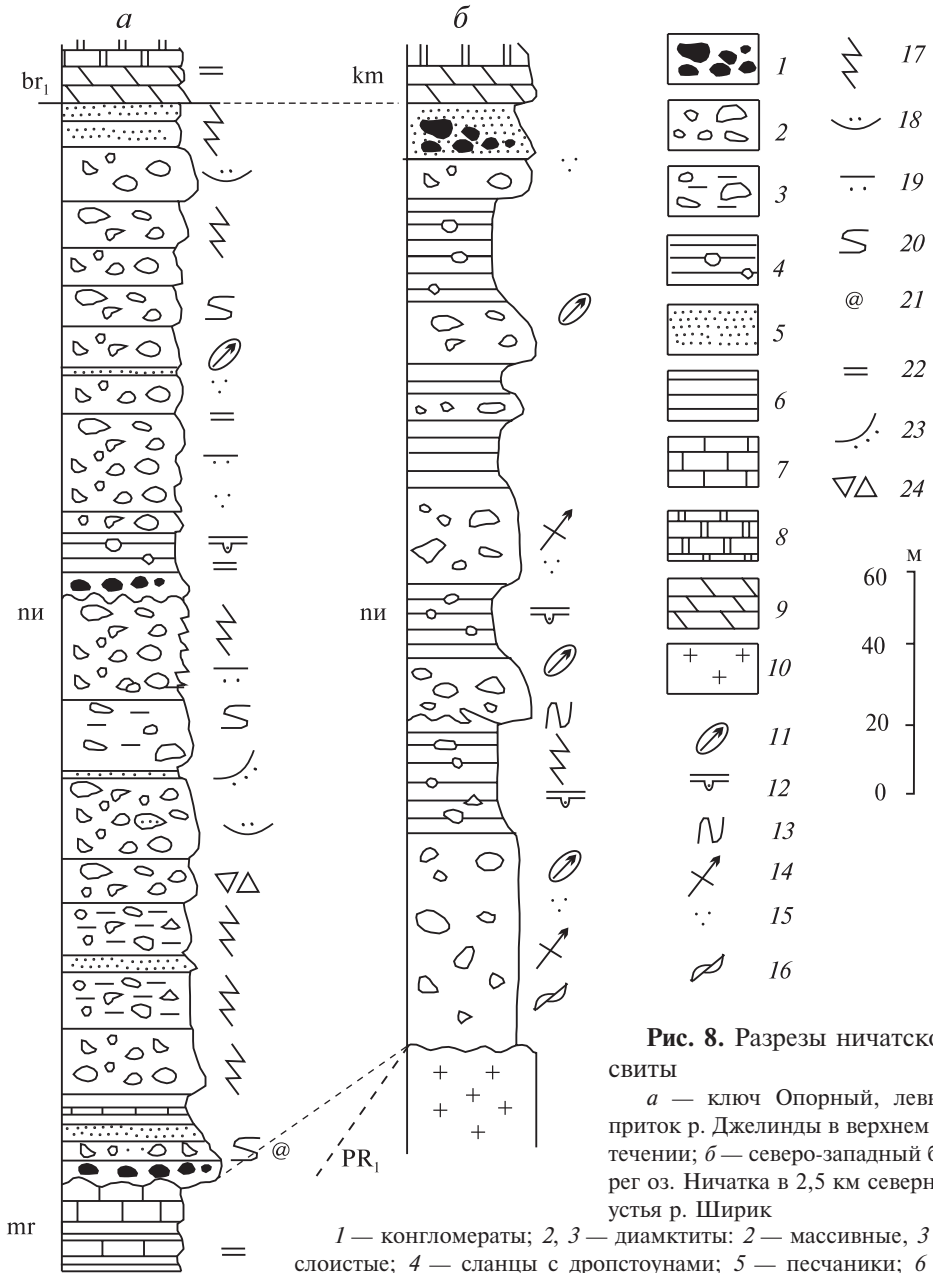


Рис. 8. Разрезы ничатской свиты

a — ключ Опорный, левый приток р. Джелинды в верхнем ее течении; *б* — северо-западный берег оз. Ничатка в 2,5 км севернее устья р. Ширик

1 — конгломераты; 2, 3 — диамтиты: 2 — массивные, 3 — слоистые; 4 — сланцы с дропстоунами; 5 — песчаники; 6 — сланцы; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — мергели; 10 — граниты; 11 — штрихованные и граненые камни; 12 — дропстоуны; 13 — гляциотектонические деформации; 14 — ледниковая ориентировка удлинённых камней; 15 — гнезда камней; 16 — обломки обработанных ледником камней; 17 — ритмичные ленточные сланцы и градиационная слоистость; 18 — эрозионные каналы; 19 — небольшие песчаные линзы; 20, 21 — оползневые текстуры (20) и колобки (21); 22, 23 — слоистость: тонкая (22) и косая (23); 24 — конглобрекции

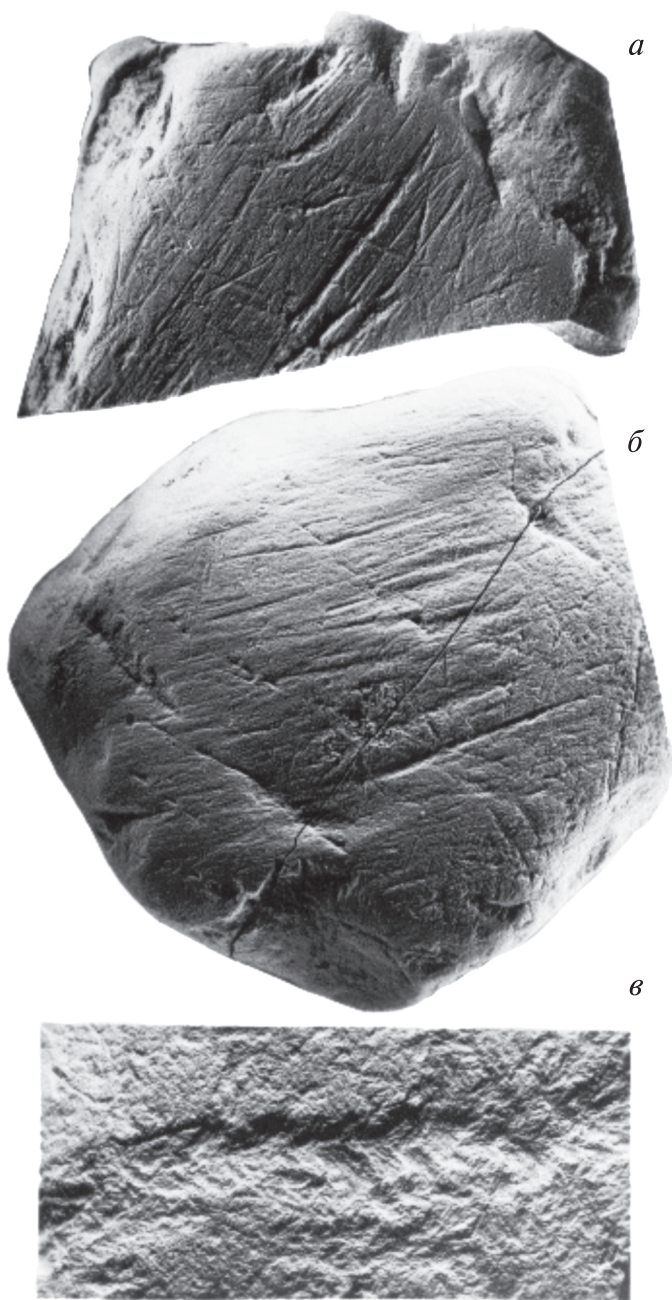


Рис. 9. Ледниковые камни из ничатской свиты (северо-западный берег оз. Ничатка в 2,5 км севернее устья р. Ширик)

a — фрагмент абразивной уплощенной поверхности валуна диабазы (нат. вел.); *б* — штрихованная галька мелкозернистого песчаника (нат. вел.); *в* — копьевидная зарубка на гальке гранита (×2). Место хранения: Геологический музей им. академика В.И. Вернадского

В кровле верхнего ледникового горизонта наблюдаются мерзлотные клинья. Перекрываются ледниковые отложения типичным венчающим доломитом, выше которого залегает группа кремнистых сланцев и кремней с туфами. Нижний возрастной предел группы Джебелиат определен весьма приблизительно Rb-Sr датировкой иллитов из серии Атар в 775 ± 52 млн лет [Deynoux, Trompette, 1981a]. Ее верхний предел дают две датировки вулканических туфов (604 ± 6 и $609 \pm 5,5$ млн лет), залегающих несколько выше венчающего доломита (U-Pb SRIMP, цирконы [Shields, Deynoux, Culver et al., 2007; Shields, Deynoux, Strauss et al., 2007]).

Северная Америка. В горах Маккензи на группе Рэпитен залегает алевропелитовая формация Твития, которая содержит первые органические остатки эдиакарского типа [Narbonne, Aitken, 1995]. Выше расположена терригенно-карбонатная формация Киле, которая с глубоким размывом перекрывается формацией Айс-Брук. Нижние горизонты формации Айс-Брук (подформация Дуркан) представляют собой олистострому, связанную с разрушением края карбонатной платформы, которая образована породами формации Киле. Средняя подформация формации Айс-Брук (подформация Дельторе) состоит из алевропелитовых турбидитов, а верхняя — ледниковая подформация Стелфокс — содержит диамиктиты с гранеными и штрихованными камнями, друпстоунами и тилловыми пелетами [Narbonne, Aitken, 1995; Hoffman, Halverson, 2011]. Перекрывают формацию Айс-Брук светлые желтовато-серые кэп доломиты мощностью 10–15 м, выделяемые в самостоятельную формацию Типи или Равенстраод. Вверх по разрезу кэп доломиты сменяются формацией Шипбед, сложенной серо-розовыми известняками и далее — пестроцветными сланцами с прослоями известняков. Re-Os возраст черных сланцев, залегающих южнее гор Маккензи над пачкой аналогичной формации Типи, составляет $607,8 \pm 4,7$ млн лет [Kendall et al., 2004].

Формации Типи соответствует короткий отрицательный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ (-5%), который осложняет в целом довольно высокий положительный фон $\delta^{13}\text{C}$ вмещающих ее отложений ($4\text{--}8\%$). Второй аналогичный отрицательный пик на кривой $\delta^{13}\text{C}$ наблюдается над формацией Шипбед, в основании формации Гаметраил. Вслед за ним значение $\delta^{13}\text{C}$ существенно повышается до $1\text{--}2\%$.

В формации Шипбед и в формации Блуефлауер, которая залегает на формации Гаметраил, найдены бесскелетные эдиакарские Metazoa и Metaphita, сходные с вендотенидами [Narbonne, Aitken, 1995]. Вблизи кровли вышележащей формации Риски наблюдается еще один отрицательный пик $\delta^{13}\text{C}$. Он приурочен к несогласию на границе формаций Риски и Ингта. Это — несогласие, сопровождающееся размывом, который предшествует появлению в разрезе мелкораквиной фауны, характерной для верхневендского немакит-далдынского яруса.

Приведенные выше данные позволяют относить формацию Айс-Брук к нижнему венду и коррелировать подсвиту Стелфокс с другими отложениями гляциопериода Марино.

Южная Америка. В южной части штата Мату Гросу Бразилии, на стыке Амазонского кратона и северо-восточной части неопротерозойского складчатого пояса Арагуау-Парагуау, несогласно на мезопротерозойский фундамент налегает ледниковая формация Пуга, сложенная главным образом диамиктитамы, которые содержат граненые и штрихованные камни, а также сланцы с дропстоунами [Alvarenga, Trompette, 1992; Alvarenga et al., 2011]. Формации Пуга моложе 700 млн лет, поскольку наиболее молодые обломочные цирконы, обнаруженные в ней, имеют возраст 706 ± 9 млн лет. В юго-восточном направлении формация Пуга постепенно замещается мощной серией Куяба, состоящей из турбидитов с рассеянными дропстоунами. Формация Пуга и серия Куяба согласно перекрываются карбонатной группой Аракас. Для венчающего кэп доломита, залегающего в основании группы Аракас, была изохронным Pb-Pb методом получена датировка 633 ± 25 млн лет. По приведенным выше изотопным датировкам и стратиграфическому положению, формацию Пуга большинство исследователей связывают с оледенением Марино [Alvarenga, Trompette, 1992; Alvarenga et al., 2011].

Европа. Возраст большинства ледниковых горизонтов Европы устанавливается достаточно условно и в широком стратиграфическом диапазоне как вендский. Основанием для этого является главным образом их стратиграфическое положение. Палеонтологические находки и радиоизотопные датировки в ледниковых отложениях этого региона очень редки. Положение ледниковых отложений внутри вендской системы и корреляции их между собой в настоящее время лишь предполагаются на основании обрывочных хеостратиграфических данных, литостратиграфического сходства разрезов и, в значительной степени, на основании традиций. Немаловажную роль играют также представления о тотальном характере ледниковых событий, особенно оледенения Марино. Следует подчеркнуть, что подобная ситуация с датировкой ледниковых горизонтов Европы наглядно отражает трудности, существующие при изучении докембрийских оледенений во многих других регионах мира.

Многочисленные местонахождения неопротерозойских ледниковых отложений известны вдоль северной и северо-западной окраин Восточно-Европейского кратона и в прилегающей части каледонской складчатой зоны. Наиболее полными и хорошо изученными являются разрезы ледниковых отложений Финнмаркена (Норвегия), где в нижней части группы Вестертана содержатся две ледниковые формации: в основании — формация Смальфиорд, а несколько выше — формация Мортенснес. Они разделены преимущественно сланцевой формацией Ниборг. Формация Смальфиорд традиционно связывается с гляциопериодом Марино. Некоторые исследователи придают при этом большое значение петрографическому, текстурному и хеостратиграфическому ($\delta^{13}\text{C}$ от -1 до $-5,9\%$ VPDB) сходству кэп доломита, покрывающего формацию Смальфиорд, с кэп доломитом Нуккалина Австралии [Rice et al., 2011]).

Формация Смальфиорд несогласно залегает на группе Танафиорд, нижняя часть которой имеет возраст более 650 млн лет, а возраст нижней

части группы Вестертана, очевидно, более 560 млн лет (Rb-Sr, минимальные возрасты диагенеза иллитов [Gorokhov et al., 2001]). Время начала оледенения Смальфиорд эти соавторы оценили примерно в 630 млн лет. В сводном разрезе формация Смальфиорд состоит из трех пачек тиллитов, разделенных песчаниками. В основании формации Смальфиорд, имеющей континентальное и марино-гляциальное происхождение, наблюдается штрихованное ложе, а в самой формации обнаружены штрихованные камни и друпстоуны [Edwards, 1984; Rice et al., 2011].

На западе Восточно-Европейской платформы, в Оршанской впадине Беларуси, основываясь на сходстве стратиграфического положения и генезиса отложений с формациями Смальфиорд и Мортенснес, можно коррелировать соответственно нижнюю часть блоньской и глусскую свиты [Чумаков, 2011]. Блоньская свита несогласно залегает на доломитово-терригенных рифейских отложениях лапичской свиты, содержит в нижней части ледниковые породы, а выше — доломиты и песчаники. Глусская свита несогласно перекрывает блоньскую свиту и сложена трехкратным чередованием тиллитов и тиллов с флювиогляциальными песчаниками и лимногляциальными песчано-сланцевыми отложениями. На глусскую свиту с большим перерывом ложится волынская осадочно-вулканогенная серия, U-Pb возраст которой в Польше по цирконам из туфов определен в 551 ± 4 млн лет [Compston et al., 1995]. Волынская серия, в свою очередь, перекрывается валдайской серией, содержащей микрофоссилии редкинского горизонта верхнего венда.

С оледенением Марино традиционно связывают также ледниковую формацию Уилсонбреен Шпицбергена и очень сходные с последней по строению и стратиграфическому положению формации Улвесе и Арена Западной Гренландии. В действительности, имеющиеся сейчас стратиграфические, геохронологические и биостратиграфические данные позволяют утверждать только то, что формации Уилсонбреен, Улвесе и Арена относятся к венду.

Гляциопериод Гаскье

Северная Америка. На п-ове Авалон о-ва Ньюфаундленд расположен стратотипический разрез этого гляциопериода. Здесь несогласно на вулканогенно-осадочной группе Харбор Майн, имеющей в верхней части датировку $606 \pm 3,7 / -2,9$ млн лет (U-Pb, циркон из вулканитов [Narbonne, Gehling, 2003]), залегает мощная группа Консепшен. Возраст ее нижней формации Молл Бей составляет $583,7 \pm 0,5$ млн лет (U-Pb TIMS метод, цирконы из туфов; цитируется по [Hoffman, Li, 2009]). Формация Молл Бей согласно перекрывается ледниковой формацией Гаскье. Последняя представляет собой сравнительно глубоководные марино-гляциальные отложения мощностью до 300 м, которые в значительной степени были переработаны гравитационными потоками [Carto, Eyles, 2011a]. На ледниковое происхождение формации указывают камни с характерной штриховкой и друпстоуны, а местами также

тонкие кэп доломиты. Ледниковые отложения формации Гаскье были датированы в $582,4 \pm 0,5$ млн лет, а нижняя часть перекрывающей ее формации Друк — в $582,1 \pm 0,5$ млн лет (U-Pb TIMS, цирконы из туфов; цитируется по [Hoffman, Li, 2009]). Для верхней части формации Друк была получена датировка 575 ± 1 млн лет [Bowring et al., 2003]. Возраст формации Мистейкен Поинт, завершающей группу Консепшен, составляет 565 ± 3 млн лет [Narbonne, Gehling, 2003].

Начиная с формации Друк, вверх по разрезу вплоть до нижней части следующей группы Сант Джонс включительно встречаются обильные остатки бесскелетных Metazoa [Narbonne, Gehling, 2003]. Все эти данные указывают на то, что оледенение Гаскье произошло в конце нижнего венда.

Некоторые авторы склонны рассматривать ледниковые отложения Гаскье на Ньюфаундленде как следы местных горных оледенений, связанных с вулканической дугой [Carto, Eyles, 2011a]. Однако на близком стратиграфическом уровне (> 571 млн лет), но в иных тектонических условиях, на севере штата Виргиния, описаны диамиктиты Факир, которые, видимо, имеют ледниковое происхождение. На основании этого выделено одноименное самостоятельное оледенение [Hebert et al., 2010]. Близкие к диамиктитам Гаскье датировки ($< 595,5 \pm 2$ и $> 565 \pm 3$ млн лет, U-Pb, циркон из туфов [Thompson, Bowring, 2000]) имеют диамиктиты Сквантум Массачусетса, которые многими исследователями считаются ледниковыми. Если диамиктиты Факир и Сквантум и являются ледниковыми, то, видимо, представляют разные эпохи гляциопериода Гаскье.

Европа. Ледниковые диамиктиты Мортенснес, Северная Норвегия, сопоставляются с оледенением Гаскье на основании того, что доломиты, встречающиеся в кровле подстилающей формации Ниборг, имеют очень низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (от $-7,6$ до $-9,9\%$ VPDB). По этому признаку они напоминают Шурам-Вонокскую отрицательную аномалию $\delta^{13}\text{C}$. Поэтому предполагается, что отложения Мортенснес относятся к оледенению Гаскье [Rice et al., 2011]. Впрочем, стратиграфические соотношения Шурам-Вонокской отрицательной аномалии с оледенением Гаскье еще не вполне ясны и это предположение требует дополнительной проверки. Однако формация Мортенснес несогласно перекрывается формацией Стаппогиедде, которая содержит поздневендские фоссилии *Sabellidites*, *Vendotaelnia* sp., медузоиды и микрофоссилии [Farmer et al., 1992], что делает предположение о принадлежности ледниковой формации Мортенснес к оледенению Гаскье весьма вероятным.

В Южной Норвегии детально изученные континентальные и мариногляциальные ледниковые диамиктиты формации Муэльв и ее стратиграфических аналогов имеют возраст моложе 620 млн лет, так как в отложениях, их подстилающих, были обнаружены обломочные цирконы такого возраста [Nystuen, Lamminen, 2011]. Re-Os датировка 560 млн лет, полученная для черных сланцев формации Бири, которая непосредственно подстилает диамиктиты Муэльв, вызывает у исследователей по ряду причин большое недоверие [Nystuen, Lamminen, 2011]. Традиционно формация Муэльв коррелирует с формацией Мортенснес и формацией Гаскье.

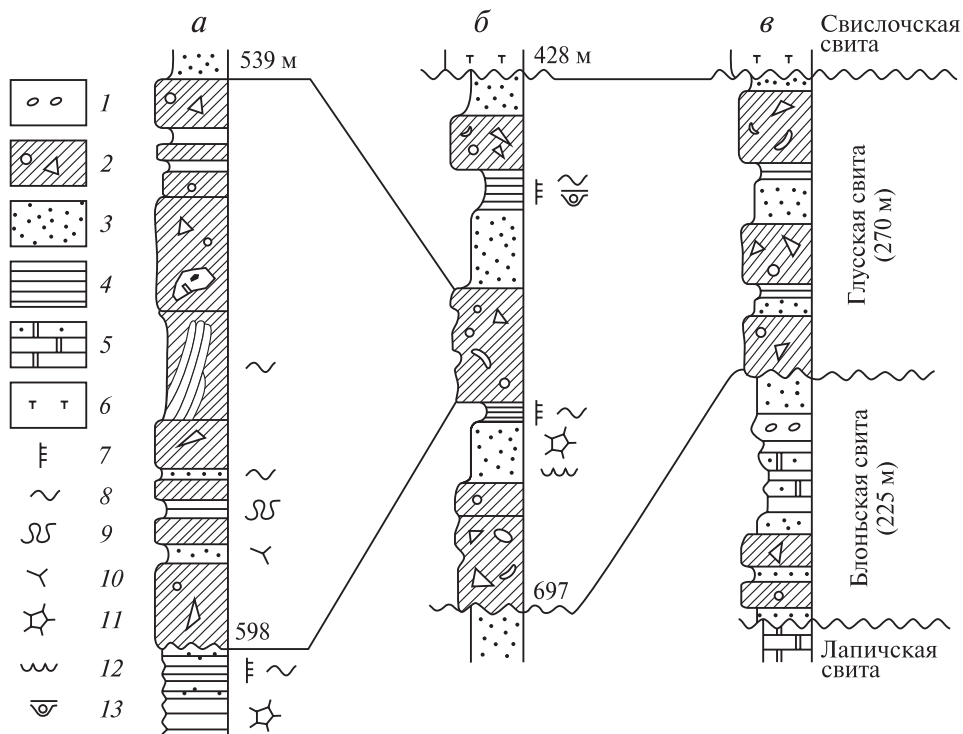


Рис. 10. Строение вильчанской ледниковой серии Беларуси

Оршанская впадина: *а* — средняя пачка глусской свиты; *б* — глусская свита; *в* — сводный разрез

1 — конгломераты; 2 — тиллы; 3 — пески; 4 — глины и алевролиты; 5 — доломиты и песчанистые доломиты; 6 — туффиты; 7 — ленточная слоистость; 8 — гляциодислокации; 9 — криотурбации; 10 — биотурбации (?); 11 — трещины усыхания; 12 — следы размыва; 13 — дробстоуны

Другие многочисленные местонахождения неопротерозойских диамиктитов и ледниковых отложений, которые располагаются вдоль северо-западной окраины Восточно-Европейского кратона, а также в прилегающей части каледонской складчатой зоны, обычно сопоставляются с верхней ледниковой формацией Мортенснес Финмаркена или формацией Муэльв Южной Норвегии и поэтому тоже обычно относятся к гляциопериду Гаскье.

Как уже упоминалось, на Восточно-Европейской платформе к оледенению Гаскье, очевидно, относится глусская свита Беларуси, являющаяся верхним ледниковым подразделением лапландского горизонта венда [Чумаков, 1978а]. Глусская свита состоит из трех пачек тиллов и разделяющих их озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений (рис. 10). На глусскую свиту с большим перерывом ложится волынская осадочно-вулканогенная серия. U-Pb возраст этой серии по цирконам из туфов определен в 551 ± 4 млн лет [Compston et al., 1995]. Волынская серия, в

свою очередь, перекрывается валдайской серией, содержащей в основании эдиакарские фоссилии.

На западном склоне Среднего Урала ледниковые отложения присутствуют в нижней части серебрянской серии (танинская и койвенская свиты), а также в основании сыльвицкой серии (нижняя подсвита старопеченской свиты). Возраст щелочных базальтов танинской свиты с р. Усьвы был определен U-Pb методом в 598 ± 6 млн лет (цирконы, LA-ICP-MS [Маслов и др., 2013]). В верхней части старопеченской свиты определен U-Pb возраст туфов как 561 ± 36 млн лет (цирконы, LA-ICP-MS [Маслов и др., 2013]), выше, в сыльвицкой серии, найдены многочисленные бесскелетные Metazoa, а также определен возраст туфов в $567 \pm 3,9$ и 557 ± 13 млн лет (цирконы, LA-ICP-MS и U-Pb-SHRIMP методы соответственно [Маслов и др., 2013; Ронкин и др., 2006]). Приведенные данные определяют нижний и верхний возрастные пределы уральских ледниковых горизонтов в 598 и 567 млн лет соответственно. На основе этих датировок, авторы приведенных выше определений делают вывод, что среднеуральские ледниковые горизонты являются нижневендскими и, видимо, относятся к трем эпизодам гляциопериода Гаскье [Маслов и др., 2013; Гражданкин, Маслов, 2015].

Южная Америка. Как уже упоминалось, в Бразилии, на северо-восточном продолжении пояса Арагуау Парагуау в его краевой части, на кристаллический фундамент налегает ледниковая формация Пуга, которая относится к гляциоэре Марино. Ее согласно перекрывает карбонатная группа Арасас, а не ней залегает группа Альто Парагуа. В основании последней недавно обнаружена ледниковая формация Серра Азул, которая отсутствует в более южном регионе. В нижней части формации Серра Азул залегают диамиктиты, содержащие многочисленные граненые, штрихованные и полированные камни [Figueiredo et al., 2011]. Стратиграфические соотношения формации Серра Азул и группы Арасас с выделяемой южнее группой Корумба, которая тоже покрывает диамиктиты Пуга, не вполне ясны. В средней части группы Корумба, в формации Томенго, содержатся остатки вендских известковых организмов *Cloudina lucianoi* и прослой туфа, U-Pb возраст которого составляет 543 ± 2 млн лет (SHRIMP, цирконы [Babinski et al., 2007]). Кроме многочисленных *Cloudina*, в формации Томенго обнаружены метафиты *Eoholyna*, *Vendtaenia antiqua* и другие фоссилии [Gaucher et al., 2003], свидетельствующие о ее поздневендском возрасте. Часть исследователей была склонна коррелировать диамиктиты Азул с формацией Гаскье [Alvarenga et al., 2008], но позже вопрос о ее возрасте был оставлен открытым [Alvarenga et al., 2011; Figueiredo et al., 2011]. Высказывалась точка зрения, что оледенение Азул следует коррелировать с отрицательной аномалией $\delta^{13}\text{C}$ в основании свиты Томенго. Если встать на эту точку зрения, то свиту Азул следует относить к верхнему венду и связывать с гляциопериодом Байконур.

Австралия. Ряд исследователей предполагает присутствие следов оледенений, соответствующих или близких по возрасту к оледенению Гаскье, на северо-западе этого континента в районе Кимберли (оледенение Эган

[Corkeron, 2011]), а также на юге континента, на северо-западе хребта Флиндерс (оледенение Билли Спрингс [Jenkins, 2011]), и на западе геосинклинали Аделаида и востоке бассейна Офисер [Gostin et al., 2011]. Ледниковая природа диамиктитов Эган хорошо подтверждается присутствием в основании штрихованного ледникового ложа граненых и штрихованных галек, а два других местонахождения представлены лишь дропстоунами. Возраст всех трех местонахождений устанавливается условно как среднеэдиакарский, поскольку они предшествуют появлению эдиакарской фауны бесскелетных Metazoa.

Южная Африка. В Намибии к гляциопериоду Гаскье возможно относится ледниковая формация Нумис, так как ее венчающий доломит датирован 555 ± 28 млн лет (Pb-Pb метод, карбонаты [Frimmel et al., 2002]).

Гляциопериод Байконур

Типовыми регионами развития ледниковых отложений гляциопериода Байконур являются Казахстан и Киргизия, а типовым стратиграфическим подразделением — байконурская свита [Чумаков, 1978а, 2009; Королев, Максумова, 1984]. Эта свита с перерывами в виде дугообразного пояса обнажается на протяжении более чем 1700 км от гор Улутау в Центральном Казахстане до хребта Большой Каратау и далее через Киргизию до границы с Китаем. В хребте Малый Каратау аналогом байконурской свиты является базальная пачка диамиктитов и когломаратов кыршибактинской свиты (Тиллит Актас [Meert et al., 2011]). Мощность байконурской свиты колеблется от нескольких десятков до 600 м, а диамиктитов и конгломератов кыршибактинской свиты от 5 до 60 м [Еганов, Советов, 1979]. Диамиктиты обеих свит содержат эрратические и штрихованные камни, а в байконурской свите отмечены сланцы, содержащие дропстоуны. На большой территории байконурская свита и базальная пачка кыршибактинской свиты венчаются маркирующим пластом доломитов (мощностью от нескольких до 12 м), который представляет собой типичный кэп доломит. Вопреки мнению некоторых исследователей [Волин, 1965; Kheraskova, 1981; и др.], перечисленные выше признаки явно указывают на основную роль ледников в образовании диамиктитов обеих свит. Их устойчивое стратиграфическое положение на всей огромной территории распространения тоже говорит в пользу их преимущественно ледниковой природы.

Байконурская свита представляет собой верхнее подразделение серии, которая именуется улутауской в Казахстане и джетымской в Киргизии. Обе серии с угловым несогласием перекрывают осадочно-вулканогенный комплекс, с возрастом 690 ± 15 млн лет (U-Pb метод, цирконы из риолитов [Судоргин, 1990]) и 705 ± 10 млн лет (U-Pb метод, цирконы липаритовых порфиров [Королев, Максумова, 1984]).

В хребте Малый Каратау кыршибактинская свита с глубоким размытом залегает на малокоройской серии, верхняя, курганская, свита кото-

рой имеет возраст 766 ± 7 млн лет (црконы туфов, Pb-U LA-MC-ICP-MS [Meert et al., 2011]). Кэп доломиты байконурской и кыршабактинской свит согласно перекрываются очень характерной толщей, состоящей из темных кремней и углистых кремнистых сланцев. Последние часто содержат фосфориты или фосфоритовые конкреции и нередко отличаются высокими концентрациями ванадия и повышенными содержаниями некоторых других тяжелых металлов. Эта кремнистая толща в разных частях региона именуется различно. В Казахстане, в горах Улутау, она слагает нижнюю часть кокतालской свиты; южнее, в хребте Большой Каратау, называется курумсакской свитой; в хребте Малый Каратау — чулактауской свитой, а в Киргизии выделяется в курментинскую свиту [Шабалин, 1965] или относится к нижней части шорторской серии [Королев, Максумова, 1984].

В 30–50 м выше подошвы кокतालской свиты в кремнистых сланцах встречены акритархи вергольского горизонта (зона *Holmia*) нижнего кембрия [Крылов и др., 1986]. Выше по разрезу кремнистая толща постепенно сменяется карбонатными отложениями, которые содержат фауну среднего и верхнего кембрия [Ергалиев, 1965]. В хребте Малый Каратау кэп доломит, венчающий Тиллит Актас кыршабактинской свиты, содержит обломки раковинной фауны [Еганов, Советов, 1979], а выше в кыршабактинской свите и в согласно покрывающей ее фосфоритоносной чулактауской свите найдена фауна немакит-далдынского горизонта [Ергалиев, 1965].

Приведенные данные о стратиграфическом положении байконурской свиты и базальной пачки кыршабактинской свиты свидетельствуют о том, что стратиграфически они располагаются очень близко к подошве немакит-далдынского яруса. Этот вывод находит подтверждение в разрезах хребта Куругтаг на северо-западе Китая.

Иран. На севере Ирана, в средней части хребта Эльбурс, в формации Кахар недавно обнаружены диамиктиты, содержащие разные по величине, окатанности и составу камни, среди которых наряду с преобладающими обломками известняков и доломитов встречаются эрратические камни: кварциты, метаморфизованные сланцы и андезиты [Etemad-Saeed et al., 2015]. На песчаниках, подстилающих диамиктиты, местами наблюдается субпараллельная штриховка. Мощность диамиктитов составляет 3–4 м. Они обнаружены на двух участках, удаленных друг от друга на 120 км. По простиранию диамиктиты весьма выдержаны и прослежены на одном из участков более чем на 20 км. По резкому, но согласному контакту, диамиктиты перекрываются пачкой темно-серых и черных строматолитовых доломитовых известняков и известняков, имеющих мощность от 9 до 17 м. Среди известняков встречаются пласты плоскогалечных брекчий. Известняки характеризуются отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -1 до $-5,4\%$). Судя по всему, диамиктиты формации Кахар представляют собой ледниковые отложения, а покрывающая их карбонатная пачка — венчающие карбонаты.

Формация Кахар несогласно перекрывается формацией Баяндор, а последняя — формацией Солтаниех. В нижней части формации Солтаниех известны *Chuarina circularis*, а несколько выше *Trichophycus pedum* и мелкая раковинная фауна. Минимальный возраст обломочного циркона из песчаников, подстилающих диамиктиты, составляет $562 \pm 11,3$ и $563,1 \pm 3,9$ млн лет, а из песчаников, покрывающих диамиктиты, $550,3 \pm 3,6$ и $571,6 \pm 12,3$ млн лет (U-Pb, LA-ICP-MS [Etemad-Saeed et al., 2015]). Таким образом, диамиктиты Кахар моложе 550–560 млн лет и древнее эдиакарских ископаемых и мелкой раковинной фауны, т.е. очень близки по возрасту к байконурскому горизонту.

Северо-Западный и Северный Китай. В хребте Куругтаг обнажается очень мощная куругтагская группа, разрез которой по своему строению напоминает разрез Восточной Киргизии. Формация Ханкалчоуг, слагающая верхнюю часть куругтагской группы, имеет мощность до 400 м и близка по фациям и стратиграфическому положению к байконурской свите. Формация состоит из серых диамиктитов с разнообразными, в том числе эрратическими и штрихованными, камнями, достигающими иногда размеров крупных валунов. Встречаются также ритмично-слоистые сланцы с друпстоунами. Верхние несколько метров диамиктитов обогащены углистым веществом, имеют черный цвет и пиритизированы.

В подстилающей диамиктиты формации Шуикуан содержатся остатки водорослей *Vendotaenia* sp. [Wang et al., 1981; Xiao et al., 2004], которые характерны для верхнего венда [Соколов, 1985; Fedonkin et al., 2007]. С постепенным переходом диамиктиты перекрываются сначала кэп доломитами (1–5 м) с отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -4 до -8%), а последние, как и в Казахстане, без видимого несогласия — черными кремнистыми фосфоритсодержащими отложениями формации Ксишанблаг. В основании последней обнаружены обильные микрофоссилии, сходные с *Michrystridium*, трубочки *Megathrix longus* и мелкие раковины *Kaiyangites novilis* [Xiao et al., 2004]. Эти фоссилии характерны для нижней зоны *Anabarites trisulcatus* немакит-далдынского горизонта Южного Китая [Steiner et al., 2007].

Таким образом, ледниковые отложения свиты Ханкалчоуг, залегающие между отложениями верхнего венда с вендотениями и нижней зоной немакит-далдынского горизонта, несомненно относятся к верхней части верхнего венда. Данный вывод согласуется с тем фактом, что в формации Шуикуан, подстилающей формацию Ханкалчоуг, обнаружена крупная отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ (до -11% [Xiao et al., 2004]), которая может быть сопоставлена с отрицательной аномалией в основании немакит-далдынского или манькайского горизонта венда [Покровский, 1996; Семихатов и др., 2004; Knol, 2000; Halverson et al., 2005; Zhu, Strauss, Shields, 2007; Zhu, Zhang, Yang, 2007; Zhou, Xiao, 2007; и др.].

От хребта Куругтаг ледниковые отложения, стратиграфически и фациально сходные со свитой Ханкалчоуг, прослеживаются с перерывами в юго-восточном направлении до впадины Цайдам и гор Хелан-Шань, где они слагают соответственно формацию Хонгтиегоу [Shen et

al., 2010] и нижнюю часть формации Женгмугуан [Zheng et al., 1994]. Формация Хонгтiegоу подстилается отложениями, содержащими фрагменты фоссилий, сходных с *Redkinia* из редкинского горизонта Русской плиты.

Согласно налегающий на формацию Хонгтiegоу венчающий доломит сменяется выше пачкой тонкослоистых красноцветных алевролитов и мелкозернистых песчаников, в которой содержатся многочисленные остатки проблематичных макрофоссилий *Shaanxilithes* и *Helanoichnus* [Shen et al., 2007], известных из средней части верхневендской формации Денъин, а также из верхней части формации Женгмугуан [Shen et al., 2010]. В последней, кроме того, присутствуют фоссилии *Palaeopascichnus* и *Horodyskia* [Shen et al., 2007]. Ихнофоссилия *Palaeopascichnus* широко распространена в верхневендских отложениях ряда континентов. На поздневендский возраст формации Хонгтiegоу указывает также то, что она залегает значительно, примерно на 400 м, выше крупной отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$, сопоставимой с аномалией Доунсе Южного Китая. В Цайдаме, Хелан-Шане и в западной части провинции Шэньси над и под ледниковыми отложениями упоминаются остатки *Sabellidites* [Chen et al., 1981]. Эти фоссилии типичны для верхних горизонтов венда и не известны ниже отложений, содержащих эдиакарскую фауну [Соколов, 1985].

Стратиграфическое положение, близкое к границе венда и кембрия, занимают также ледниковые отложения, развитые на большой территории к юго-востоку от гор Хелан-Шань и протягивающиеся вплоть до западной части провинции Аньхой. В провинции Хэнань они хорошо изучены и именуется формацией Лочуань [Chen et al., 1981; Mu, 1981; Guan et al., 1986]. Формация Лочуань подробно изучена и описана [Mu, 1981; Guan et al., 1986]. Она сложена массивными и слоистыми диамиктитами и подчиненными ритмично-слоистыми сланцами. Диамиктиты содержат эрратические и штрихованные камни. На поверхности пород, подстилающих массивные базальные диамиктиты, наблюдается полировка, ледниковые борозды, штриховка и лунообразные зарубки. В массивных диамиктитах обнаружена ориентировка удлиненных камней, напоминающая ледниковую.

Эти данные позволяют квалифицировать массивные диамиктиты как тиллиты, т.е. как отложения наземных ледников. Слоистые диамиктиты и сланцы отлагались в водной среде и содержат друпстоуны. Формация Лочуань залегает с размывом на архейских и протерозойских породах, самые молодые из которых (свита Донгжиа) имеют Rb-Sr возраст 727 млн лет (иллит), K-Ar возраст 617–674 млн лет (глауконит) и содержат комплекс акритарх, характерный для позднего рифея (раннего неопротерозоя). Сама формация Лочуань и особенно согласно перекрывающая ее формация Донгпо содержат многочисленные формы шиповатых акритарх, которые в Южном Китае характерны для границы кембрия и докембрия [Yin, Guan, 1999]. На формации Донгпо несогласно залегает формация Ксинджи, в которой обнаружена мелкораковинная фауна и трилобиты раннекембрийского возраста [Yin, Guan, 1999].

Уже упоминавшиеся находки *Redkinia*, *Shaanxilithes*, *Helanoichnus*, шиповатых акритарх, *Sabellidites* и *Vendotaenia* в отложениях, вмещающих ледниковые породы, позволяют оценивать возраст формаций Ханкалчоуг, Лочуань и их стратиграфических аналогов как поздневендский, близкий к началу немакит-далдынского яруса.

Восточные Саяны. В районе р. Боксан ледниковые диамиктиты слагают базальную часть забитской свиты боксанской серии. Диамиктиты содержат эрратические, граненые и штрихованные валуны, а связанные с ними тонкослоистые сланцы — друпстоуны [Осокин, Тыжинов, 1998]. Диамиктиты непосредственно перекрыты тонкослоистыми венчающими доломитами. Боксанская серия несогласно залегает на вулканитах сархойской серии, возраст которых по данным Rb-Sr метода составляет 718 ± 30 млн лет [Буякайте и др., 1989]. Западнее подстилающая забитскую свиту хушатайская свита содержит акритархи и многорядные чехлы органостенных микрофоссилий, которые позволяют считать возраст хушатайской свиты поздневендским [Вейс, Воробьева, 1993]. В гравии диамиктитов забитской свиты обнаружены раковины *Cloudina* sp. [Хераскова, Самыгин, 1992], а в 30 м выше кровли диамиктитов найдена мелкораквинная фауна, характерная для немакит-далдынского яруса венда [Терлеев, Задорожный, 1996]. Еще выше по разрезу, в фосфоритовой пачке забитской свиты, встречаются многочисленная мелкораквинная фауна, кремненые водоросли и радиолярии, характерные для томмотского яруса нижнего кембрия [Постников, Терлеев, 2004]. Таким образом, в Восточных Саянах ледниковые отложения забитской свиты тоже имеют поздневендский возраст.

Центральная Европа. Диамиктиты, считающиеся ледниковыми, были отмечены в разрезах Богемского [Fiala, 1981] и других древних массивов Центральной Европы [Linnemann et al., 2007]. Возраст вмещающих их отложений, по современным данным, моложе 570–580 млн лет (U-Pb возраст обломочных цирконов) и древнее 540 млн лет, U-Pb возраста прорывающих их посткинematических интрузий [Linnemann et al., 2007]. На основании возрастных спектров обломочных цирконов и палеомагнитных данных полагают, что указанные массивы Центральной Европы обрамляли в позднем докембрии северное побережье Африки, которое являлось для них областью питания. Эти факты хорошо согласуются с данными о существовании в конце венда оледенения в Северной Африке и на примыкавших к ней микроконтинентах.

Северо-Западная Африка. Верхневендские ледниковые отложения в Африке известны в массиве Ахаггар, в группе Пурпур де Ахнет [Caby, Fabre, 1981]. Диамиктиты в основании этой группы содержат эрратические, граненые и штрихованные камни, сопровождаются сланцами с друпстоунами и согласно перекрываются типичным кэп карбонатом, представленным лиловатыми доломитовыми известняками, иногда строматолитовыми или брекчированными, с баритом. Перечисленные признаки позволяют считать диамиктиты группы Пурпур де Ахнет ледниковыми отложениями континентального и, частично, марино-гляциального

происхождения [Caby, Fabre, 1981]. Группа Пурпур де Ахнет несогласно залегает на гранитах, которые имеют возраст 560 ± 10 млн лет (U-Pb и Rb-Sr [Caby, Fabre, 1981]). Вулканисты, ассоциирующиеся с группой Пурпур де Ахнет, датируются в ~ 530 млн лет [Deunoux et al., 2006], а возраст динамометаморфической переработки пород этой группы — в 535 млн лет (^{40}Ar - ^{39}Ar метод [Caby, 2003]). Приведенные данные позволяют считать возраст ледниковых отложений группы Пурпур де Ахнет поздневендским.

Южная Африка. Другим регионом Африки, в котором вблизи границы кембрия и докембрия сохранились следы деятельности льдов, является Южная Африка. Здесь в верхней части группы Нама, которая датируется между 549 и 539 млн лет (U-Pb метод, цирконы туфов [Grotzinger et al., 1995]), известны диамиктиты на двух уровнях: в нижней части формации Нудус, в пачке Вингербрик, и в основании формации Номтсас [Germes, 1995]. Есть мнение, что диамиктиты Вингербрик и несогласие в их основании являются свидетельствами оледенения [Germes, 1995; Praekelt et al., 2010; Hofmann et al., 2014]. В основании формации Номтсас диамиктиты перекрывают конгломераты и брекчии, которые выполняют эрозионные каналы глубиной до 30 м. Таким образом, диамиктиты залегают на выровненном рельефе. Их мощность достигает 30 м. Диамиктиты содержат граненые и штрихованные камни, среди которых наряду с подстилающими породами встречаются биотитовые сланцы и граниты. На поверхности пород, подстилающих диамиктиты, иногда встречаются глубокие, различно ориентированные штрихи, которые объяснялись деятельностью сезонных льдов [Kroner, 1981]. Совокупность признаков, характерных для диамиктитов формации Номтсас, и условия их залегания свидетельствуют, по-видимому, о следах оледенения, которое, судя по глубине предшествующего им вреза, было довольно значительным.

Южная Америка. Если упомянутая выше формация Серра Азул района Мату Гросу не соответствует отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ в основании формации Томениго, а является моложе ее (что наиболее вероятно), то формацию Серра Азул не следует коррелировать со свитой Гаскье, а нужно относить ее к позднему венду [Pinho, Neder, 2010], скорее всего, к байконурскому гляциопериоду.

Приведенные выше данные, в том числе новейшие, подтверждают высказанные ранее мнения [Чумаков, 1978а; Chumakov, 1981, 2011; Caby, Fabre, 1981; Chen et al., 1981; Mu, 1981; Королев, Максумова, 1984; Guan et al., 1986; Кузьмичев, 2004; Hofmann et al., 2014] о том, что вблизи границы докембрия и кембрия на Земле произошло значительное по своим масштабам оледенение, охватывавшее микроконтиненты Казахстана, Киргизии, Тарима и другие массивы Северо-Западного Китая, а также Северный Китай, Тувино-Монгольский массив, Северную Африку, прилегающие к ней микроконтиненты, а также Южную Африку.

Имеющиеся в настоящее время палеонтологические и геохронологические данные позволяют уточнить возраст оледенения и показать, что оно произошло в конце венда (перед немакит-далдынским веком или в

самом его начале). Этот вывод подкрепляется наличием значительной отрицательной аномалии $\delta^{13}\text{C}$ вблизи основания немакит-далдынского (манькайского) яруса, которая фиксируется в большинстве хорошо изученных разрезов [Покровский, 1996; Knol, 2000; Семихатов и др., 2004; Zhu, Strauss, Shields, 2007; Zhu, Zhang, Yang, 2007; Zhou, Xiao, 2007; Halverson, Shields-Zhou, 2011; и др.]. Если судить по имеющимся глобальным палеогеографическим реконструкциям [Scotese, 2000; Li et al., 2008; и др.], оледенение в конце венда (позднего эдиакария) не ограничивалось Северным полушарием (Казахстан, Тарим, Северный Китай), а захватывало также и Южное полушарие, в котором в это время располагалась Северная Африка с обрамлявшими ее европейскими микроконтинентами, а также Южная Африка со следами оледенения в верхней части группы Нама.

Представляется уместным называть это поздневендское (позднеэдиакарское) оледенение байконурским (Baykonurian или Baykonur) по имени ледникового горизонта, который послужил основанием для установления данного оледенения [Чумаков, 1978а; Королев, Максумова, 1984]. Аналогичное по возрасту позднесинийское оледенение было позднее названо лочуаньским по имени формации Лочуань [Chen et al., 1981]. В основании формации Лочуань имеется, однако, крупный перерыв, и ее нижний возрастной предел точно еще не установлен.

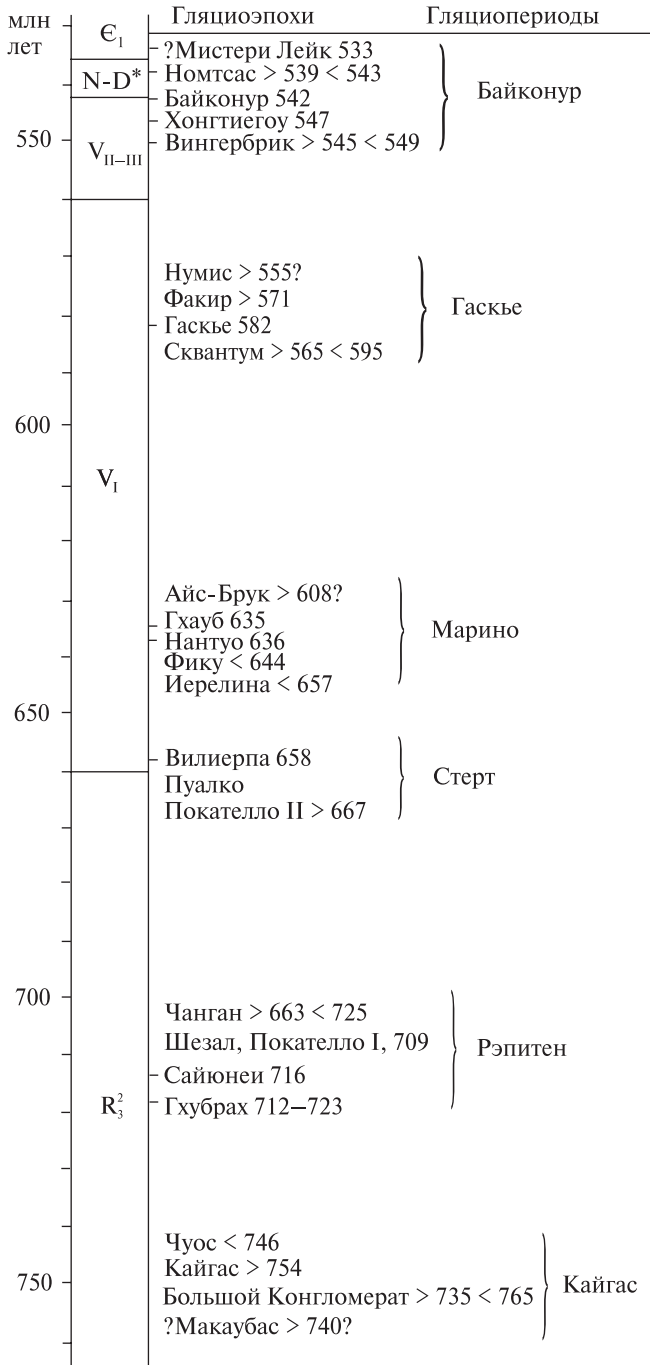
Байконурское оледенение ознаменовало конец африканской гляциоэры, хотя некоторые исследователи полагают, что самый последний ледниковый эпизод этой гляциоэры произошел в начале раннего кембрия на Авалоне [Landing, MacGabhann, 2010].

Структура африканских гляциопериодов

Ледниковые периоды повторялись в африканской гляциоэре приблизительно через 25–50 млн лет (таблица). Недостаточная точность корреляций и разрешающая способность радиоизотопных методов не позволяют в большинстве случаев точно оценить продолжительность гляциопериодов. Она, видимо, сильно варьировала от 1–2 млн лет (Гаскье, Нантуо)⁵ до 3–5 млн лет (Байконур) и более. В некоторых случаях по имеющимся радиоизотопным данным можно ориентировочно оценить соответственно нижний и верхний возрастные пределы перечисленных гляциопериодов: Кайгас — ~760 и ~740 млн лет; Рэпитен, — возможно, 725 и 700 млн лет; Стерт — > 663 и ~650 млн лет; Марино — < 657 и 635 млн лет; Гаскье — < 584 и 582 млн лет; Байконур, — по комбинации радиоизотопных и биостратиграфических данных, < 549 и ~542, а возможно, и 533 млн лет соответственно.

⁵ По всей вероятности, в типовых разрезах эти гляциопериоды представлены одной ледниковой эпохой.

Ледниковые периоды и эпохи африканской гляциоэры, млн лет



* N-D — немакит-далдынский век.

Большинство гляциопериодов состояло из двух или более ледниковых эпизодов, которые можно квалифицировать как гляциоэпохи. Они отчетливо устанавливаются по разрезам соответствующих отложений: подгрупп Юднамонтана [Preiss, 2000], Иерелина [Williams et al., 2008], группы Рэпитен [Narbonne, Aitken, 1995; Hoffman, Halverson, 2011] и Джебелиат [Deunoux, Trompette, 1981a], свиты Джетьмтау [Королев, Максумова, 1984] и ряда других подразделений. Несколько ледниковых эпизодов могут быть, очевидно, выделены в свите Фику [Leather et al., 2002; Rieu et al., 2007]. В свою очередь, во время гляциоэпох отмечаются следы наступлений и отступлений ледников. Несколько наступлений и отступлений фиксируется, например, в стратотипическом разрезе формации Нантуо. В большешепатомской свите [Чумаков, Красильников, 1991] отмечается два наступления ледников.

Таким образом, на примере африканской гляциоэры в иерархии оледенений отчетливо вырисовывается по меньшей мере четыре самых крупных ранга: гляциоэра, гляциопериоды, гляциоэпохи и подчиненные последним более короткопериодические ледниковые события.

Глава 4

Гондванская гляциоэра

На протяжении кембрия и большей части ордовика следов оледенений не обнаружено. Этот временной интервал, несмотря на то, что большие массивы гондванской суши находились в высоких южных широтах, характеризовался многочисленными признаками теплого и аридного климата [Жарков, 1978; Frakes et al., 1994; Scotese, 2000; др.]. В это время были широко распространены карбонатные отложения, в том числе рифы (Северная Америка, Европа, Сибирь, Австралия), а также солеродные бассейны (Средняя Сибирь, Южный Китай, Иран, Аравия, Северная Америка, Австралия). Нередко встречаются красноцветные карбонаты, калькриты, каолиниты. За исключением кембрия, фаунистическое разнообразие морской биоты быстро росло, особенно в среднем и в начале позднего ордовика. В англоязычной литературе это событие именуется “The Great Ordovician Biodiversification Event” или сокращенно GOBE [Servais et al., 2010]. Все эти особенности позволяют считать отрезок геологической истории от начала кембрия и до начала позднего ордовика безледниковой эрой (термоэрой), длившейся около 100 млн лет.

Гондванская гляциоэра началась в позднем ордовике и закончилась в конце перми, т.е. длилась около 200 млн лет, почти столько же, сколько и африканская гляциоэра. Точная датировка событий гондванской гляциоэры из-за бедности ледниковых отложений фоссилиями, особенно руководящими, представляет определенные трудности.

Новейшие био-, радио- и хемотратиграфические методы позволяют, однако, во многих случаях решать эту проблему. При помощи этих методов было показано, в частности, что структура гондванской гляциоэры очень сложна. В ней насчитывается более 18 дискретных ледниковых эпизодов, которые с некоторой условностью могут быть сгруппированы в пять ледниковых периодов. Длительность и масштабы этих гляциопериодов различны. Наряду с тремя великими хирнантским, среднекарбонным и ассельско-сакмарским оледенениями, которые имели межконтинентальные масштабы и охватывали значительные пространства в южной Пангее, происходили и более ограниченные региональные оледенения.

Их отложения наблюдаются в пределах западной и восточной Гондваны. Обнаружены следы гондванского оледенения и в Северном полушарии, на северо-востоке Азии.

Ледниковые периоды гондванской гляциоэры

В гондванской гляциоэре можно выделить следующие гляциопериоды:

- раннепалеозойский;
- позднедевонский–раннекарбонный;
- средне-позднекарбонный;
- раннепермский;
- позднепермский.

Ледниковые периоды разделялись теплыми безледниковыми периодами, хотя некоторые из теплых периодов, видимо, сопровождалось образованием сезонных льдов и небольших ледников, возникавших на возвышенностях в высоких широтах.

Раннепалеозойский ледниковый период

Первые и сравнительно небольшие оледенения в раннем палеозое произошли в начале или в середине катийского века [Ghienne, 2011], а последние достоверно установленные следы оледенений имеют поздне-ландверийский–ранневенлокский возраст [Diaz-Martinez et al., 2011]. Раннепалеозойский ледниковый период продолжался около 20 млн лет и состоял как минимум из трех ледниковых эпох.

Катийская гляциоэпоха. Данные о том, что ордовикские оледенения начались еще в карадоке (в начале или в середине катийского века) появлялись неоднократно [Deynoux, Trompette, 1981b; Crowell, 1999; Ghienne, 2003; и др.]. На востоке Северной Америки в пределах микроконтинента Авалония в Новой Шотландии известна пачка «тиллитов» вблизи кровли свиты Галтфакс [Schenk, Lane, 1981]. Они представляют собой слоистые галечные сланцы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Марино-гляциальное происхождение этих сланцев подтверждается характерной структурой, находками эрратических, граненых и штрихованных камней, друпстоунов, а также значительной протяженностью пачки (> 150×50 км). Вышележащая свита Уайт-Рок содержит карадокскую или, возможно, несколько более молодую фауну. Более уверенно возраст устанавливается для марино-гляциальных отложений группы Давидсвилл северо-восточного Ньюфаундленда, которые непосредственно перекрываются карадокскими граптолитовыми сланцами [Harland, 1981a]. Основываясь на интерпретации глубоководных фаций стратотипического разреза ашгиллия, некоторые исследователи тоже предполагают, что

оледенение началось раньше хирнантия, в конце Rawtheyan [Armstrong, Сое, 1997].

На юге Африки в Серии Столовой Горы известно два ледниковых горизонтов в свите Пакхуис. Ледниковая природа этих отложений подтверждается наличием штрихованных и граненых камней, ледникового ложа, гляциодислокаций, морозобойных клиньев и полигональных грунтов [Rust, 1981; и др.]. Возраст оледенения свиты Пакхуис скорее всего катийский, поскольку фауна, характерная для хирнантия, найдена в отложениях, покрывающих тиллиты. В отложениях, подстилающих свиту Пакхуис, был обнаружен более древний тиллит Хангклин, возраст которого по редкой фауне и косвенно, а также по скорости осадконакопления был оценен как карадокский [Sohnge, 1984].

В настоящее время представления о катийском возрасте первых ордовикских оледенений подкрепляются изотопными данными и эвстатическими построениями. На западе США и в Прибалтике в карадоке были выявлены заметные положительные аномалии $\delta^{13}\text{C}_{\text{кар}}$ (2–3 ‰), сопровождавшиеся сходными аномалиями $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, понижениями уровня моря и фаунистическим кризисом [Nielsen, 2003; Ludvigson et al., 2004; Saltzman, Young, 2005; и др.].

Некоторые исследователи полагают, что в катийском ярусе произошло не менее трех оледенений [Ghienne, 2011]. В начале или в середине катийского века главная область оледенения, по их представлениям, располагалась на стыке Южно-Американского и Африканского континентов, в районе современного Гвинейского залива, а в конце катийского века, кроме того, и в центральных Андах (рис. 11).

Хирнантская гляциоэпоха.

Следующей эпохой раннепалеозойского ледникового периода являлось великое хирнантское оледенение. Оно охватывало полярные области и значительную часть средних широт Гондваны, достигая местами 30° с.ш. (рис. 12). Ледниковая природа хирнантских отложений особен-

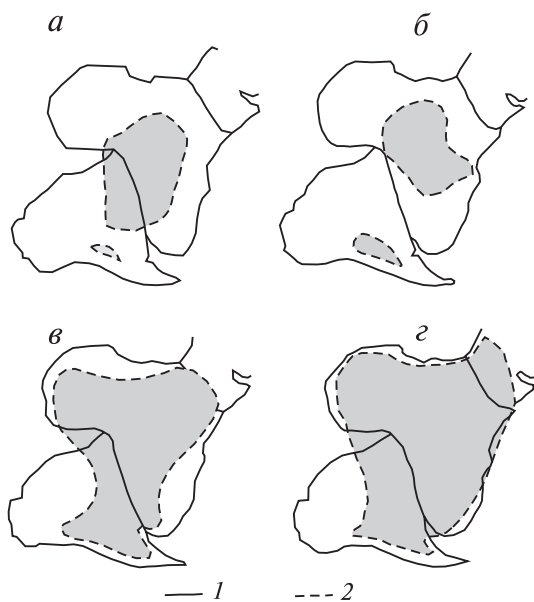


Рис. 11. Предполагаемые размеры ледниковых покровов нижнепалеозойского гляциопериода (по [Ghienne, 2011]): ранне- и среднекатийские (а), позднекатийские (б), раннехирнантские (в) и максимальные хирнантские (г)

1 — контуры африканского и южноамериканского материков; 2 — предполагаемые внешние контуры ледниковых покровов

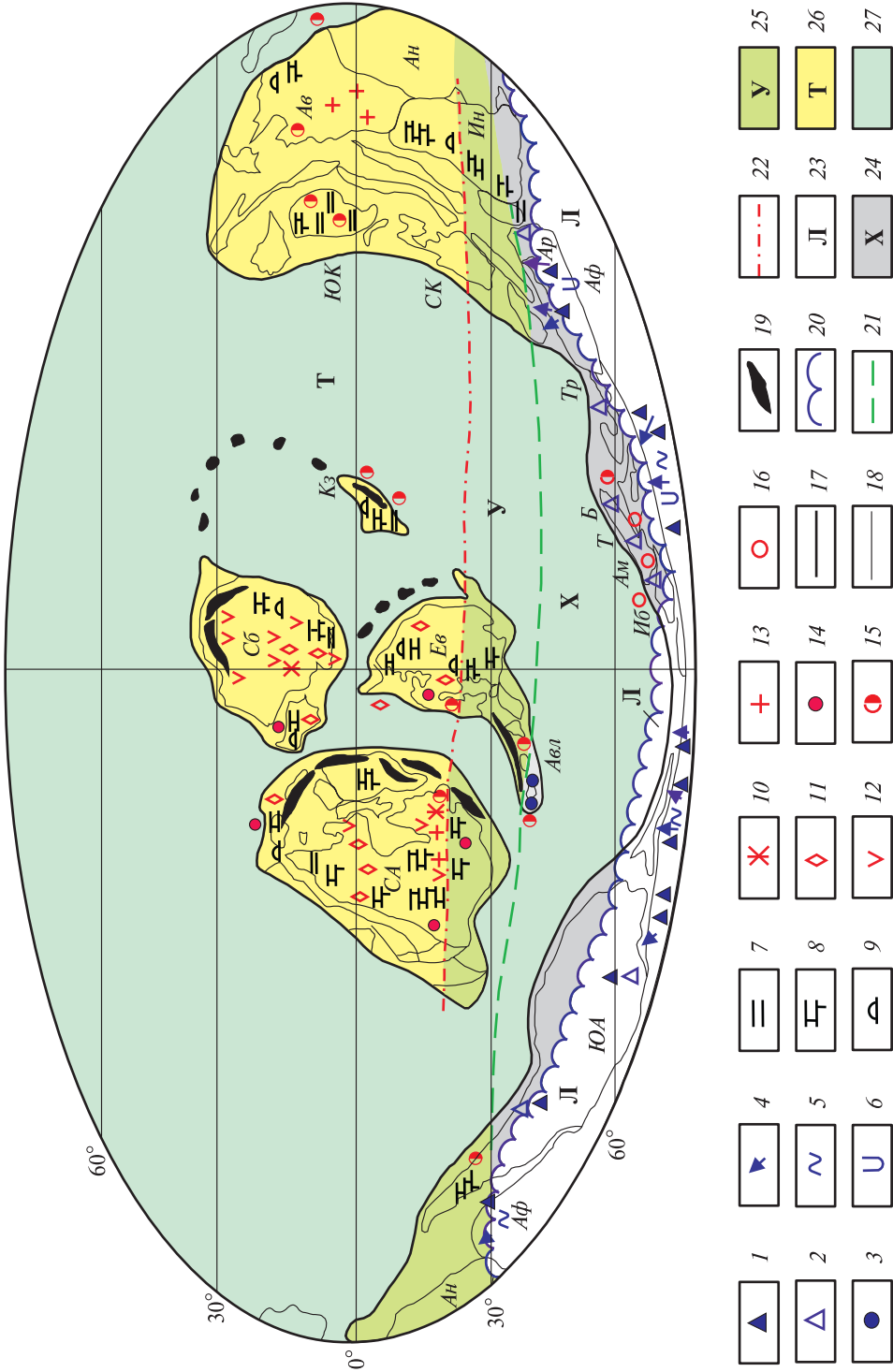
но хорошо устанавливается в классической области его развития — в Северной Африке и Аравии. В центрах оледенения, например, во внутренних районах Африки и на некоторых других участках этой огромной области, оледенение могло, по-видимому, начаться в конце катийского и закончиться в начале рудданского веков. В пределах Западной и Северной Африки, на Аравийском полуострове преобладал комплекс континентальных ледниковых отложений, в котором, наряду с набором типичных тиллитов, были широко развиты флювиогляциальные, озерно-ледниковые, перигляциальные и эоловые отложения. Их ледниковый генезис надежно устанавливается по обильным следам ледниковой абразии (полированное, штрихованное и изборожденное ложе, «бараньи лбы», гляциодислокации, ископаемые трогги, граненые и штрихованные камни), по наличию эрратических обломков и друпстоунов, озон, ископаемых котлов, полигональных грунтов, клиньев, пинго и других текстурных признаков.

О покровном характере оледенения свидетельствуют их широкое территориальное распространение и приуроченность к одному стратиграфическому интервалу [Deynoux, Trompette, 1981b; Deynoux, 1985]. Фациальные и текстурные признаки указывают на веерообразное, центробежное движение ледников из внутренних районов Западной и Северной Африки, а также Аравии к окраинам Западной Гондваны [Deynoux, Ghienne, 2004; Vaslet, 1990]. По периферии ледниковой области, в Марокко, на севере Алжира, в Ливии, Турции, на востоке Аравии, континентальные ледниковые отложения переслаиваются с марино-гляциальными отложениями [Monod et al., 2003; Moreau et al., 2004] и постепенно почти целиком замещаются ими (см. рис. 12). Наиболее полными являются разрезы хирнантия в Северной и Западной Африке. В Северной Африке оледенение состояло как минимум из пяти ледниковых эпизодов и продолжалось почти весь хирнантский век, длительность которого приблизительно оценивается сейчас в 1,4 млн лет [Gradstein et al., 2012]. В ледниковых разрезах хирнантия в Юго-Восточной Турции устанавливаются четыре ледниковых эпизода [Monod et al., 2003], а в Аравии — три [Vaslet, 1990].

⇒

Рис. 12. Палеоклиматическая зональность хирнантского века [Чумаков, 2006]

1–3 — отложения: 1 — ледниковые, 2 — ледниковые и марино-гляциальные, 3 — морские, марино-гляциальные и ледовые; 4 — направления движения ледников; 5 — гляциодислокации; 6 — ископаемые трогги; 7 — черные сланцы; 8 — карбонатные платформы; 9 — рифы; 10 — красноцветы; 11 — доломитовые пачки; 12 — гипсы и ангидриты; 13 — соли; 14–16 — фауна: 14 — тепловодная брахиоподовая, 15 — хирнантская, 16 — обедненная хирнантская; 17 — контуры континентов: СА — Лаврентия (Северная Америка), СБ — Сибирь, Ев — Восточная Европа (Балтия), Кз — Казахстан, Авл — Авалония; Гондвана (Ан — Антарктида, Аф — Африка, ЮА — Южная Америка, Иб — Иберия, Ам — Армория, Т — Тюрингия; Б — Богемия, Тр — Турция, Ар — Аравия, СК — Северный Китай, ЮК — Южный Китай, Ин — Индия, Ав — Австралия); 18 — современные контуры континентов и микроконтинентов; 19 — молодые горные сооружения; 20–22 — границы климатических поясов: 20 — ледникового и холодного, 21 — холодного и умеренного, 22 — умеренного и теплого; 23–26 — климатические пояса: 23 — ледниковый (Л), 24 — холодный (Х), 25 — умеренный (У), 26 — теплый (Т); 27 — океаны



Неодинаковое число ледниковых циклов в разных частях одного региона явно связано с различной полнотой разрезов. Если предположить, что ледниковые циклы хирнантия, установленные в Африке, соответствуют главным циклам Миланковича в 100 тыс. лет, существование которых в позднеордовикское–раннесилурийское время подтверждается изучением ритмичной слоистости в солях Западной Австралии [Williams, 1991], то суммарная длительность оледенения составляла никак не менее 0,5 млн лет. В публикациях приводились сходные оценки от 0,5 до 1 млн лет [Brenchlay et al., 1994]. Наименьшая оценка длительности оледенения, 0,2 млн лет, основана, по-видимому, на неполных разрезах, в которых фиксируются лишь два ледниковых эпизода [Sutcliffe et al., 2000].

Хирнантский возраст установлен фаунистически или геохронологически также для марино-гляциальных отложений ряда европейских микроконтинентов, которые располагались в конце ордовика вблизи Северной Африки (Центральная Португалия [Brenchlay et al., 1991]; Северо-Западная Испания [Robardet, 1981], Тюрингия [Linnemann et al., 2004]).

В Южной Америке, в Амазонской впадине, известен сложный комплекс нижнепалеозойских отложений мощностью более 900 м, содержащий ледниковые пачки. В прибортовых частях впадины они представлены континентальными ледниковыми и аллювиальными фациями, которые в центре впадины сменяются марино-гляциальными. Континентальные ледниковые отложения содержат крупные эрратические валуны пород фундамента, а марино-гляциальные — друпстоуны. В разрезе впадины установлено по меньшей мере четыре ледниковых цикла. Первоначально все ледниковые отложения были отнесены к лландовери [Grahn, Caputo, 1992]. Однако, поскольку фауна раннего лландовери, в том числе граптолиты, была обнаружена лишь в середине этого разреза, стало ясно, что нижняя часть ледниковых отложений относится к ордовику, скорее всего к верхнему [Rocha-Campos, 1981]. Вышележащие части разреза, тоже содержащие пачки тиллитов, естественно принадлежит нижнему силуру. Сходная картина наблюдается в предгорьях Анд, где нижнепалеозойские ледниковые отложения протягиваются почти непрерывным поясом от Эквадора до Аргентины. Долгое время они относились к нижнему силуру, но сейчас, непосредственно над тиллитами формации Дон Браулио в Аргентине, были обнаружены брахиоподы *Hirnantia sagittifera* и дальманеллиды, а немного выше — граптолиты верхней зоны хирнантия *Normalograptus persculptus* [Marshall et al., 1997]. Это определенно указывает на хирнантский возраст оледенения. Тиллиты, вскрытые бурением в бассейне Парана, видимо, тоже принадлежат верхнему ордовику.

Во внеледниковых областях хирнантское оледенение проявилось в обмелении шельфов и в перерывах в осадконакоплении [Marshall et al., 1997; Dahlqvist, Calner, 2004; и др.], а на берегах, сложенных карбонатами, сопровождалось иногда их закарстовыванием [Berry, 2003].

Одновременно с ледниковым максимумом произошло охлаждение вод океана и экспансия умеренно холоднолюбивой хирнантской фауны в низкие широты [Brenchlay et al., 1994]. Это подтверждается изучением

$\delta^{18}\text{O}_{\text{крб}}$ и подтверждается палеоокеаническими моделями. С определенными допущениями данные авторы оценивают снижение температуры поверхностных вод океана для тропических палеоширот Балтийского района на 10 °С, т.е. от 22–26° до 12–16 °С [Tobin, Walker, 1997]. До начала оледенений, в раннем и среднем карадоке (т.е. в сандбийском веке и в раннем катинии), возможные пределы температуры тропических вод оцениваются в 22–33 °С, а наиболее вероятной считается температура около 26–27 °С. Даже если эти цифры преувеличены, их динамика, по видимому, верно отражает общий ход температур.

Местами, в частности в Амазонской впадине и на Аравийском полуострове, оледенение закончилось в начале лландовери [Rocha-Campos, 1981; Vaslet, 1990], т.е. несколько позднее, чем в Северной Африке.

Лландоверийско-венлокская гляциоэпоха. В Амазонской впадине, как уже упоминалось выше, известны нижнепалеозойские ледниковые отложения, которые в средней части содержат фауну раннего лландовери, и в том числе, граптолитов. Поэтому верхнюю часть этого ледникового разреза следует относить к нижнему силуру, начиная с лландовери [Grahm, Caputo, 1992].

В юго-западной Боливии и в прилежащих районах Перу и Аргентины на большой территории распространена марино-гляциальная формация Канканири, ранее известная как формация Тиллиты Запла [Crowell et al., 1981]. Эта свита несогласно налегает на ордовикские отложения, на юге — на тремадокские, а на севере — на карадокские. Мощность свиты колеблется от 21 до 1400 м. Иногда она целиком, иногда частично сложена массивными, слоистыми или градационно-слоистыми тиллитами, содержащими эрратические и штрихованные камни до 150 см в поперечнике. В свите обнаружены средне- и позднелландоверийские хитинозоа и ранневенлокские палиноморфы [Diaz-Martinez et al., 2011]. Покрывают свиту Канканири фаунистически охарактеризованные отложения лудловского возраста.

Структура и события раннепалеозойского гляциопериода

Структура. Приведенные выше данные говорят о том, что в раннепалеозойском гляциопериоде было по меньшей мере три крупных дискретных ледниковых события. Их можно рассматривать как самостоятельные гляциоэпохи: катийскую, хирнантскую и лландоверийско-венлокскую. Некоторые исследователи склонны предполагать, что в раннем палеозое произошло одно непрерывное позднеордовикско-ранневенлокское оледенение, которое началось в раннем катинии, постепенно расширяясь, достигло максимума в хирнантии и, затухая, завершилось в аэронии [Finnegan et al., 2011]. Сложный циклический характер нижнепалеозойских ледниковых событий, проявившийся в дискретно-циклическом

строении почти всех упомянутых выше ледниковых разрезов, лишает эту гипотезу оснований.

Как уже отмечалось, в наиболее полных разрезах Северной и Западной Африки, например, в бассейне Мурзак (Ливия), установлено пять ледниковых эпизодов [Mogean et al., 2004]. Находки хитинозоа позволяют датировать первые два сближенных ледниковых события началом хирнантия. Затем фиксируется значительный межледниковый эпизод, сменяющийся третьим умеренным наступлением ледников. За ним последовала четвертая, главная, ледниковая фаза, отложения которой распространены, по-видимому, по всей северной Гондване. Отступление ледников этой фазы неоднократно прерывалось осцилляциями. Последнее, пятое, наступление ледников было наименьшим и ограничивалось современной параллелью 25°.

Данные по Северной Африке хорошо подтверждают широко распространенные представления о двух основных ледниковых циклах в хирнантии, осложненных более мелкими осцилляциями. Данные представления подкрепляются тем, что во внеледниковых разрезах позднего ордовика наиболее ярко выражены две регрессии и два изотопных максимума $\delta^{13}\text{C}$. Эти события трактуются как гляциоэвстатическое и геохимическое отражения двух главных фаз оледенения хирнантия [Brenchlay et al., 1994; Marshall et al., 1997].

Более детальные исследования в Балтийском регионе, однако, устанавливают в хирнантии четыре изотопных экскурса $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, которые интерпретируются как отражение четырех ледниковых событий [Kaljo et al., 2003]. Представления об осцилляционном характере ледниковых событий согласуются с кривыми колебания уровня моря на востоке Канады (о-в Антикости). При изучении разрезов верхнеордовикских мелководных рифовых комплексов этого региона установлено три регрессии, прерывавшие рост рифов [Corper, 2001]. Другие исследования показали, что в конце позднего ордовика здесь произошло пять [Long, 1993] или даже более регрессий, которые могут быть связаны с отдельными эпизодами оледенений. Можно предполагать, что меньшие из колебаний уровня моря соответствуют здесь ледниковым событиям небольшого масштаба, например, расширениям или сокращениям ледниковых покровов, хотя нельзя исключить, конечно, что они связаны с тектоническими колебаниями в соседней зоне активной каледонской складчатости.

Циклический характер был присущ, как уже говорилось, также ордовикско-силурийским ледниковым отложениям Амазонской впадины.

Масштабы хирнантского оледенения. Размеры ледникового покрова, возникшего во время хирнантского оледенения, оцениваются различно. Это связано в основном с разными оценками величины гляциоэвстатического падения уровня моря во время максимума оледенения. По характеру фациальных изменений на карбонатных платформах района Осло гляциоэвстатическое снижение уровня моря в хирнантии оценивается в 50–100 м [Brenchlay, Newall, 1980]. Это близко к цифрам, полученным в

упомянутых выше работах, касающихся восточной части Канады [Zhang, Barnes, 2002; и др.].

Значительно большей цифрой — 240 м — определяется величина гляциоэвстатической регрессии хирнантия по глубине вреза ледниковых долин в Анти-Атласе [Villas et al., 2004]. Приведенная цифра использована для оценки объема льда в хирнантских ледниках и размеров ледникового покрова. По подсчетам авторов, единый ледниковый покров охватывал всю Африку с Аравией и большую центральную часть Южной Америки. При оценке величины гляциоэвстатической регрессии по глубине вреза ледниковых долин в Анти-Атласе не учитывалась возможность некоторого переуглубления выводящими ледниками трогов в пределах шельфов. Однако при учете изостатических реакций на водную и ледниковую нагрузки и разгрузку земной коры можно все же допустить большое снижение уровня моря, порядка 170 м, за период с катийского века до хирнантия [Ghienne, 2011]. Это согласуется с реконструкцией единого западно-гондванского ледникового покрова в хирнантии (см. рис. 11).

Авторы, которые считают 45–80 м более реальной величиной гляциоэвстатического падения уровня моря во время хирнантского максимума, склоняются к тому, что единого западногондванского ледникового покрова в это время не было. По их мнению, существовали три области оледенения: одна большая на севере Африки и в Аравии и две небольшие — на крайнем юге Африки и на западе Южной Америки [Le Heron, Dowdeswell, 2009; Finnegan et al., 2011]. Наши палеоклиматические реконструкции (см. рис. 12) свидетельствуют в пользу существования единого западногондванского ледникового покрова в хирнантии.

Биотические события. В позднем катинии под влиянием охлаждения тропических вод и сокращения шельфов вымерли исключительно тропические формы [Finnegan et al., 2012]. В конце катийских оледенений вымерла раннепалеозойская криноидная фауна. Она сменилась среднепалеозойской криноидной фауной, которая пережила хирнантское вымирание [Ausich, Deline, 2012].

Хирнантское вымирание состояло из двух эпизодов: первое — в начале (зона *Normalograptus extraordinarius*), а второе — во второй половине хирнантия (зона *Normalograptus persculptus*). В сумме, в течение этих двух эпизодов, вымерло 28% семейств морских животных [Sepkoski, 1995]. При этом некоторые группы, например, большинство граптолитов, вымерло главным образом в начале хирнантия. Отчасти они были замещены новыми их группами, которые частично тоже вымерли во второй половине хирнантия [Kogen, 1991]. Особенно сильно упало разнообразие тепловодных и мелководных шельфовых сообществ, что было связано как с общим похолоданием, так и с осушением шельфов и эпиконтинентальных морей.

В результате обоих эпизодов вымирания очень сильно сократилось разнообразие трилобитов, в том числе и в теплом поясе. В Северной Америке, например, располагавшейся в пределах теплого пояса, на протяжении позднего ордовика численность родов трилобитов сократилась

почти в 3 раза [Sloan, 1991]. Во время хирнантского вымирания произошло наибольшее вымирание данной группы за всю ее историю. В течение второго эпизода хирнантского кризиса на 75–80% вымерли конодонты [Barnes et al., 1996] и большинство рифообразующих организмов. В частности, к концу хирнантия исчезло около 70% ашгиллских кораллов [Лелешус, 1997]. Сильное вымирание претерпели также пелагические группы фауны, например, граптолиты и трилобиты с пелагическими личинками. Почти в три раза сократилось видовое разнообразие акритарх на Британских островах [Servais et al., 2004].

Уже отмечалось, что с кризисом были связаны появление и экспансия холоднолюбивой фауны, характеризовавшейся специфическими брахиоподами и трилобитами. Эта фауна получила название хирнантиевой по наиболее типичному для нее роду брахиопод. В Южном Китае, находившемся в низкоширотном тепловодном поясе, первое появление некоторых характерных видов хирнантиевой фауны отмечается в конце биозоны *Papaortograptus pacificus* [Rong et al., 2002], что указывает на проникновение холодных вод в эти широты еще до начала хирнантия. Максимальное разнообразие и распространение эта фауна получает здесь в конце биозоны *Normalograptus extraordinarius*, т.е. в середине хирнантия. Этот факт, очевидно, указывает на глобальное распространение холодных вод вплоть до низких широт. Последующее сокращение представителей хирнантиевой фауны в начале биозоны *Normalograptus persculptus* скорее всего объясняется межледниковым эпизодом, поскольку эта фауна присутствует во второй половине этой зоны и даже в низах вышележащей лландоверийской зоны *Parakidograptus acuminatus*, что свидетельствует о повторном похолодании [Rong et al., 2002]. Некоторые формы трилобитов, входившие в хирнантиевую фауну (род *Mucronaspis*, например), имели высокоширотных предшественников и сумели пережить хирнантское вымирание.

После массового вымирания биота вновь находилась некоторое время в состоянии стагнации. Новый рост разнообразия начался не сразу, а 3–5 млн лет спустя [Brenchlay et al., 2001; Copper, 2001] в раннем лландовери [Vambach et al., 2004]. Оледенения лландовери и венлока, вследствие ограниченных масштабов, не могли, очевидно, вызвать новое значительное вымирание, однако они явно замедлили процесс восстановления разнообразия биоты. Существенно, что, несмотря на массовый характер вымираний и масштабный экологический кризис, произошедший в позднем ордовике, раннесилурийская биота, восстановившаяся после этих драматических событий, имела таксономическую структуру, в целом близкую к докризисной, но существенно изменилась ее экологическая структура. В биоте не появилось сколько-нибудь значительных биотических новаций, и не были потеряны ключевые таксоны или эволюционные линии, хотя многие из них изменили экологические ниши [Brenchlay et al., 2001; McGhee et al., 2004]. Это указывает на то, что биотические причины не были в кризисе ведущими, и что вывод о климатической природе этого кризиса, очевидно, справедлив.

Далее будет отмечено, что биотические стагнации морской биоты, аналогичные той, которая предшествовала хирнантскому массовому вымиранию, сопровождали также два других крупнейших массовых вымирания фанерозоя: в конце перми и в конце мела [Stanley, Powell, 2003; Bambach et al., 2004].

Как уже отмечалось, позднеордовикское оледенение оказало существенное влияние на ландшафты и экосистемы суши. Теплый и в значительной степени гумидный климат среднего ордовика способствовал химическому выветриванию и образованию почвенного покрова на суше, о чем свидетельствует широкое распространение каолинитов и бокситов не только в низких, но даже и в высоких южных палеоширотах Западной Гондваны (Южная Америка, Северная и Центральная Африка [Scotese, 2000]). В это время и позднее, во второй половине катийского века, формировались почвы, иногда содержащие следы биотурбаций, образованных беспозвоночными животными. С лланвирна появляются микроспоры, распространение, морфология и ультраструктуры которых указывают на их принадлежность к наземным растениям, по-видимому, родственным мхам. В ордовикских отложениях Омана был обнаружен содержащий споры фрагмент наземного растения, похожего на печеночника [Wellman et al., 2003].

Таким образом, можно полагать, что до начала нижнепалеозойского гляциопериода на суше уже существовала примитивная биота, распространявшаяся от низких до высоких широт. Коренная перестройка экосистем суши, связанная с неоднократными ледниковыми эпизодами в высоких широтах, а также с осушением шельфов и аридизацией низкоширотной суши, несомненно приводила к глубоким кризисам этой наземной биоты.

В то же время, кризисные процессы могли стимулировать появление на суше более устойчивых сосудистых наземных растений. Их формирование происходило очевидно в три этапа [Ахметьев, 2004]. Если в ордовике известны споры только низших, бессосудистых растений, то в лландовери появились споры с оболочкой и трехлучевой щелью разверзания, а затем — морфологически разнообразные трилетные споры высших растений. С венлока известны несомненные макроостатки высших растений.

Вторая половина силура и большая часть девона характеризовались теплым и временами жарким и аридным климатом, о чем свидетельствует широкое распространение в средних и части высоких широт эвапоритов, калькретов, каолинитов, бокситов, а также отсутствие следов оледенений [Frakes et al., 1994; Scotese, 2000].

Во второй половине девона средняя температура планеты, судя по изотопным данным, начала быстро снижаться [McGhee, 2009], и в конце фамена началась серия новых сближенных между собой ледниковых периодов. Широкое распространение и сложная временная структура этой серии ледниковых периодов были выявлены в последнее десятилетие (рис. 13).

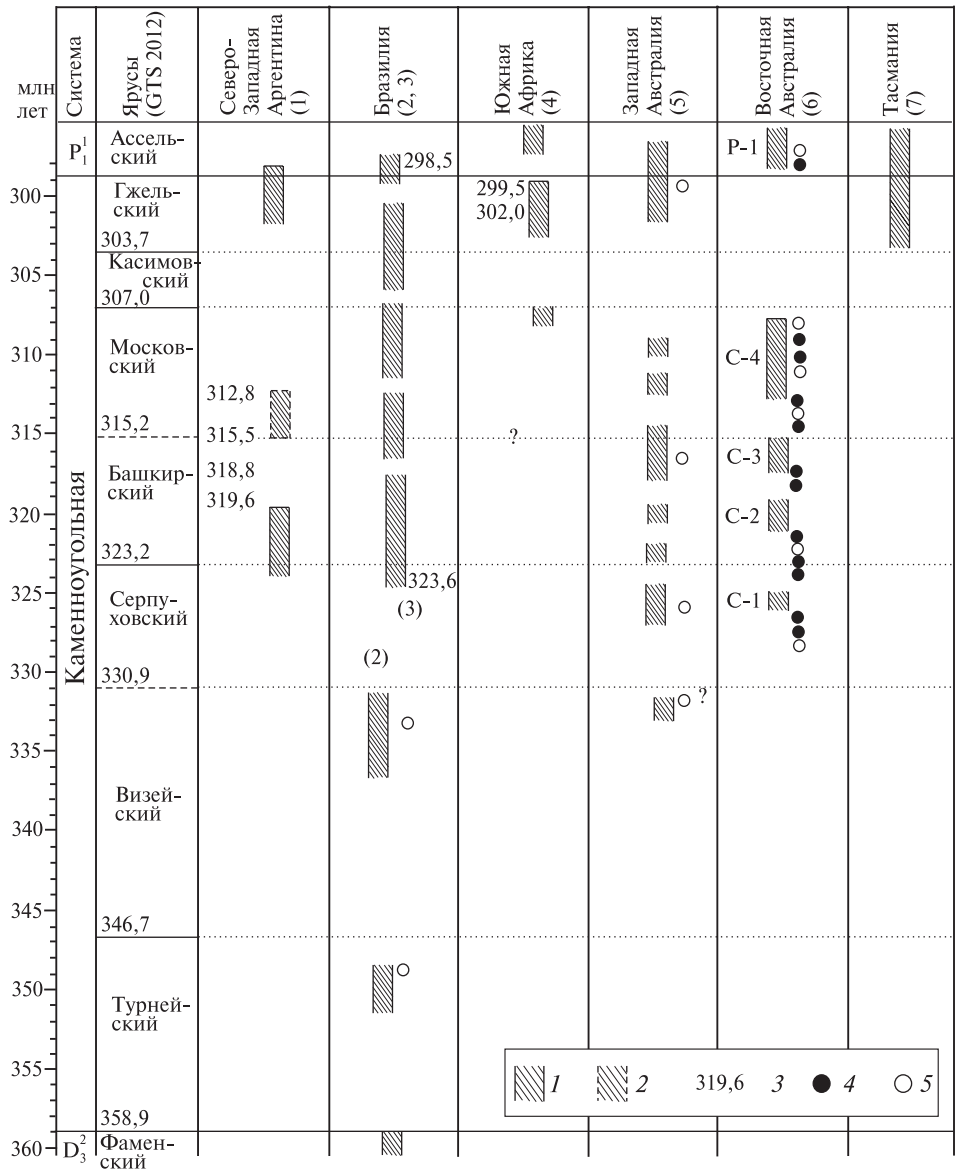


Рис. 13. Стратиграфическое положение каменноугольных ледниковых отложений в основных регионах Гондваны (по данным: (1) — [Gulbranson et al., 2010], (2) — [Caputo et al., 2008], (3) — [Rocha Campos et al., 2008], (4) — [Stollhofen et al., 2008], (5) — [Mory et al., 2008], (6) — [Fielding, Frank et al., 2008], (7) — [Henry et al., 2012])

1 — стратиграфическое положение; 2 — предполагаемое стратиграфическое положение; 3 — U-Pb SHRIMP радиоизотопные датировки цирконов из вулканогенных пород; 4 — другие U-Pb радиоизотопные датировки вулканогенных пород; 5 — биостратиграфические датировки отложений; C-1, C-2, C-3, C-4, P-2 — главные ледниковые горизонты по [Fielding, Frank et al., 2008]

Следы этой серии ледниковых событий были описаны во многих районах Южной Америки [Caputo et al., 2008], в Африке [Streel, Theron, 1999; Stollhofen et al., 2008; Isbell, Cole et al., 2008] и особенно в Австралии [Fielding, Frank et al., 2008]. В целом в стратиграфическом интервале от конца фаменского яруса до капитанского яруса средней перми ледниковые эпизоды можно сгруппировать в четыре группы, которые мы квалифицируем как ледниковые периоды.

Позднедевонский–раннекарбоновый гляциопериод

Возрастные и пространственные границы этого гляциопериода лучше всего устанавливаются в Южной Америке, хотя в некоторых регионах выделяются довольно условно.

Южная Америка. В Северной Бразилии, в пределах Амазонского прогиба и в прогибах, примыкающих к нему с запада (Акре, Солимоес) и с востока (Паранаиба), в фаменском ярусе и в нижнем карбоне сохранились следы трех ледниковых эпизодов [Caputo et al., 2008; Streel et al., 2013]. Их ледниковая природа подтверждается наличием диамиктитов, штрихованного ложа и валунов с типичной ледниковой обработкой. Возраст нижнего ледникового горизонта по комплексам миоспор устанавливается как позднефаменский, среднего — как средне- и, частично, верхнетурнейский, а верхнего, залегающего на них несогласно, — как поздневизейский [Caputo et al., 2008; Streel et al., 2013]. Ледниковые отложения позднего фамена с характерными признаками имеются также в Боливии и Перу. В Юго-Восточной Боливии ледниковые отложения установлены в нижней части формации Итакуа, которая охарактеризована комплексами миоспор верхней части фаменского яруса (струния [Streel et al., 2013]). Эти отложения коррелируют с диамиктитами формации Кумана и ее аналогов в Протоандийских прогибах Боливии и Перу и интерпретируют как отложения предгорных ледников, достигавших уровня моря.

Северная Америка. Следы верхнефаменского, видимо, предгорного оледенения, установлены сейчас и в США, на северо-востоке Аппалачского пояса. Здесь они прослежены на территории площадью 40×400 км [Brezinski et al., 2008]. Эти ледниковые отложения, залегающие в основании формаций Спечти Копф, Рокуелл и их аналогов, представлены массивными и слоистыми диамиктитами, которые достигают 30 м мощности и содержат эрратические, граненые и штрихованные камни разной окатанности и размера (до 2 м). В основании диамиктитов местами наблюдаются гляциодислокации. Диамиктиты перекрываются и частично переслаиваются с тонкослоистыми алевропелитами, содержащими рассеянные камни размером от гравия до валунов. Завершают разрез косослоистые галечные песчаники, интерпретируемые как флювиогляциальные. В породах, вмещающих ледниковые отложения, содержится комплекс миоспор, который частично эквивалентен самой верхней фаменской конодонтовой зоне *Siphonodella praesulcata* [Brezinski et al., 2008].

Африка. В Африке следы позднедевонских–раннекарбонových оледенений изучены недостаточно и датируются в более широких возрастных пределах. В Нигере их возраст определяется по морской фауне как фаменско-турнейский, а в Центральноафриканской Республике по палеомагнитным данным — как позднедевонский. Сходные отложения отмечаются в Судане и Египте [Klitzsch, 1983]. Часть исследователей склонны коррелировать фаменские ледниковые отложения Южной Америки с формациями Ашкидан и Тахара прогиба Мурзук Ливии, содержащими диамиктиты, и с формацией Джебель Иллереие в прогибе Иддизи Алжира. Турнейские тиллиты сопоставляются с тиллитами Ливии. В Южной Африке сланцы с друпстоунами отмечены в самой верхней части формации Уаайпурт, которая, судя по палинологическим данным, скорее всего, имеет среднетурнейский возраст [Strobel, Theron, 1999].

Надежно датированные ледниковые отложения позднедевонского–раннекарбонového возраста имеют распространение главным образом в Южной Америке, южная часть которой в это время располагалась в высоких широтах [Scotese, 2000; и др.]. Поэтому большинство исследователей склоняется к тому, что в приандийских районах Перу и Боливии, а также в Аппалачах позднедевонские–раннекарбонových оледенения имели в основном предгорный характер. Тот факт, что среди этих отложений присутствуют бассейновые и флювиогляциальные фации, указывает, однако, на то, что ледники распространялись на равнины и достигали побережий крупных бассейнов. Это возможно лишь при весьма значительном снижении снеговой линии и свидетельствует о ледниковом климате. На это указывают также ледниковые отложения в Аппалачах, которые, судя по палеомагнитным реконструкциям [Scotese, 2000], в отличие от Южной Америки, располагались в низких широтах. В еще большей степени об этом свидетельствуют упоминавшиеся ледниковые отложения позднедевонского–раннекарбонového возраста в Амазонии, которые накапливались в обширных платформенных бассейнах, располагавшихся в конце девона — начале карбона в средних широтах [Scotese, 2000].

Таким образом, вопреки мнению многих исследователей [Isbell et al., 2003; и др.] о том, что позднефаменско–раннекаменноугольное оледенение имело характер «локальных ледников альпийского типа», следует признать, что в Амазонии в умеренных широтах существовали ледниковые щиты и что рассматриваемое оледенение не было только альпийским и локальным.

Как уже отмечалось, в позднедевонском–раннекарбонovém ледниковом периоде в Амазонии по комплексам миоспор установлено три ледниковых эпизода: верхнефаменский, среднетурнейский и поздневизейский. Последний из них нашел отражение на сводной изотопной кривой $\delta^{18}\text{O}$ в виде большого двойного положительного экскурса от -3 до $-0,5\text{‰}$ VPDB [Frank et al., 2008]. Упомянутые три ледниковых эпизода можно рассматривать как ледниковые эпохи. Некоторые исследователи на основании анализа пульсаций ареала северотетического комплекса

фораминифер и изменений $\delta^{18}\text{O}$ предполагают, что в рассматриваемом гляциопериоде было не три, а четыре ледниковых эпизода: ранефаменский, позднефаменский, средне-позднетурнейский и визейский [Isaacson et al., 2008].

Средне-позднекарбоновый гляциопериод

Позднедевонский–раннекарбоновый ледниковый период завершился в визейском веке, а несколько миллионов лет спустя в среднем карбоне начался новый ледниковый период. Отложения этого периода, в отличие от предшествующего ледникового периода, распространены значительно шире. Они установлены в западной, восточной и северной частях Гондваны. Судя по хорошо изученным и датированным разрезам Восточной Австралии, среднекарбоновый ледниковый период начался в середине серпуховского¹ и закончился в конце московского века (см. рис. 13). На основании радиоизотопных и биостратиграфических данных в Восточной Австралии в интервале серпуховский–московский века устанавливаются четыре ледниковых эпизода (С-1, С-2, С-3 и С-4), продолжительность каждого из которых составляет от 1 до 5 млн лет [Fielding, Frank et al., 2008]. Эти эпизоды разделялись интервалами, в которых отсутствуют следы оледенений и которые продолжались приблизительно 2–3 млн лет. Данные ледниковые и межледниковые эпизоды можно квалифицировать как ледниковые и межледниковые эпохи.

В Западной Австралии (бассейн Перт) присутствие отложений средне-позднекарбонового гляциопериода предполагается на основании находок палиноморф в керне скважин [Mory et al., 2008], а в Бразилии и Аргентине — на основании геологических и радиоизотопных данных в группах соответственно Итарара [Rocha-Campos et al., 2008] и Поганзо [Gulbranson et al., 2010]. Нижняя часть ледниковой группы Двайка Южной Африки и Намибии [Stollhofen et al., 2008], группа Лукуга Заира и ее стратиграфические аналоги в Анголе, Центральной и Восточной Африке [Hambrey, Harland, 1981], формация Аль Кхлата Омана и ее аналоги в Аравии [Martin et al., 2008], свита Талчир Индии [Fielding, Frank, Isbell, 2008] очевидно тоже начали формироваться во время средне- и позднекарбонового гляциопериода в московском, а местами в башкирском веках.

Таким образом, главные центры оледенений и области накопления ледниковых отложений сместились в среднем карбоне из западной предгордильерской части Южной Америки в ее восточную часть, а также в Африку, Аравию и Индию. На севере Восточной Австралии в это время предполагается существование горных и предгорных ледников, а южнее, вблизи полярного круга, — значительного (сотни километров в по-

¹ По шкале GTS-2012 [Gradstein et al., 2012].

перечнике) ледникового покрова с выводными ледниками [Fielding et al., 2010].

Значительные похолодания во время средне-позднекаменноугольного ледникового периода нашли яркое отражение на сводной изотопной кривой $\delta^{18}\text{O}$ в интервале верхнебашкирского–московского ярусов в виде большого и резкого положительного экскурса от $-3,5$ до -1% VPDB [Frank et al., 2008].

Установленные для Восточной Австралии четыре каменноугольных ледниковых эпизода за пределами области оледенения в низких широтах хорошо коррелируют с минимумами разнообразия бентосных фораминифер [Davudov et al., 2012] и с колебаниями уровня моря в Донецком бассейне [Eros et al., 2012]. Минимумы разнообразия бентосных фораминифер явно связаны с изменениями температуры придонных вод Мирового океана, а колебания уровня моря в Донецком бассейне — с гляциоэвстатическими колебаниями.

Раннепермский гляциопериод

Средне-позднекарбоновый гляциопериод завершился в касимовском веке, отложения которого не содержат явных признаков ледникового климата в Восточной Австралии [Fielding, Frank et al., 2008], а за пределами зоны оледенения отвечают высокому стоянию уровня моря в Донецком бассейне [Eros et al., 2012].

Новый ледниковый период в ряде регионов начался, видимо, в конце гжельского века и закончился в начале артинского века (рис. 14). Он состоял из двух ледниковых эпизодов. Судя по восточноавстралийским разрезам, первый достиг своего максимального развития в ассельском и в первой половине сакмарского века (ледниковый горизонт P-1 [Fielding, Frank et al., 2008]). Завершился эпизод P-1 в середине сакмарского века. Второй ледниковый эпизод раннепермского периода произошел в конце сакмарского — начале артинского веков (ледниковый горизонт P-2 [Fielding, Frank et al., 2008]). В Восточной Австралии отложения этих горизонтов широко распространены на юге складчатого пояса Новой Англии, в прогибах Сидней, Боуен, Ганнедах Купер и др.

В Западной Австралии первый, раннепермский, ледниковый эпизод установлен в прогибах Перт (формации Нанgetti и Хай Клифф) и Карнарвон. В последнем к нему относится верхняя часть известной группы Лайонс [Condon, 1967; Mory et al., 2008]. В марино-гляциальной группе Лайонс, достигающей мощности 2,5 км, устанавливаются следы четырех или пяти крупных ледниковых эпизодов, разделенных межледниковыми эпизодами [Condon, 1967]. Средняя продолжительность ледниковых–межледниковых циклов оценивается в 2–5 млн лет. В свою очередь, ледниковые эпизоды группы Лайонс подразделяются на четыре–шесть более мелких ледниковых–межледниковых циклов, средняя продолжительность которых оценивается в 350–900 тыс. лет.

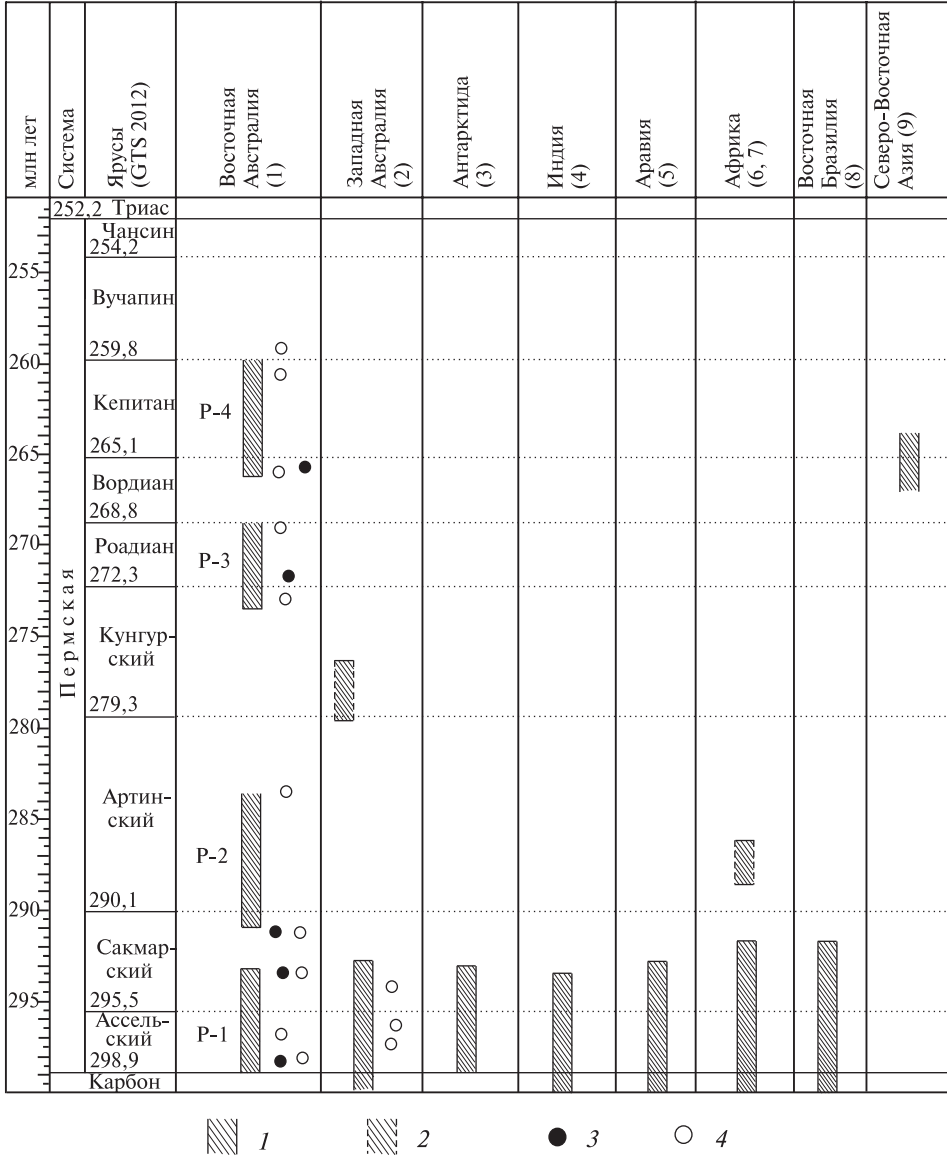


Рис. 14. Стратиграфическое положение пермских ледниковых отложений в основных регионах Гондваны и на северо-востоке Азии (по данным: (1) — [Fielding, Frank et al., 2008], (2) — [Mory et al., 2008]), (3) — [Isbell, Cole et al., 2008], (4) — [Ahmad, 1981], (5) — [Martin et al., 2008], (6) — [Stollhofen et al., 2008], (7) — [Cahen, Lepersonne, 1981], (8) — [Holz et al., 2010], (9) — [Чумаков, 1994])

1 — стратиграфическое положение; 2 — предполагаемое стратиграфическое положение; 3 — U-Pb радиоизотопные датировки вулканогенных пород; 4 — биостратиграфические датировки отложений; P-1, P-2, P-3, P-4 — главные ледниковые горизонты по [Fielding, Frank et al., 2008]

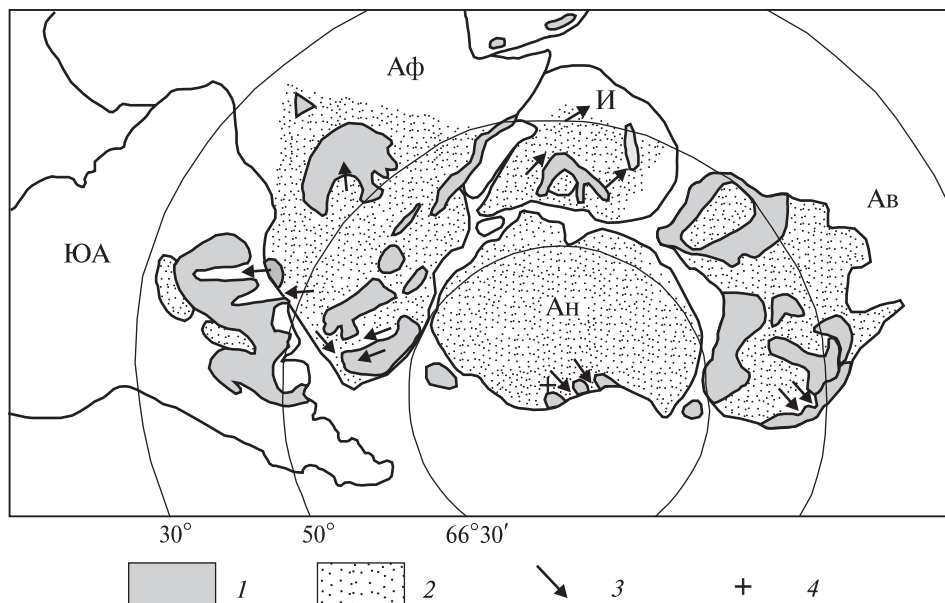


Рис. 15. Оледенения Гондваны в ранней перми [Fielding et al., 2010]

1 — прогибы, содержащие ледниковые и перигляциальные отложения; 2 — реконструированные ледниковые покровы; 3 — направления движения ледников; 4 — пермский полюс.

Континенты: ЮА — Южная Америка, Аф — Африка, И — Индия, Ан — Антарктида, Ав — Австралия

За пределами Австралии ледниковые отложения раннепермского ледникового периода распространены на огромной территории (рис. 15). По данным М.Хольца с соавторами [Holz et al., 2010], они слагают верхние части группы Итарара в Юго-Западной Бразилии. К этому гляциопериоду относятся также группа Лукуга и ее аналоги в бассейне Конго [Hambrey, Harland, 1981], верхняя часть группы Двайка в Южной Африке, формация Пагода в Антарктиде [Isbell, Cole et al., 2008; Isbell, Koch et al., 2008], верхняя часть формации Аль Кхлата Омана и ее аналоги в Аравии [Martin et al., 2008], формация Талчир и ее аналоги в Индии и, очевидно, близкие по возрасту ледниковые отложения Малакко-Бирманского блока [Crowell, 1999]. В этот период ледники достигли максимальных масштабов — до 30° ю.ш. Они распространились на всю юго-восточную Гондвану (см. рис. 15). В целом ледники двигались центробежно во все стороны от Антарктиды. Ледниковые щиты и горные ледники во многих перечисленных выше районах оставили после себя штрихованное ложе, врезанные троговые долины и фиорды, а также тиллиты, различные аква- и аллотиллиты и айсберговые отложения.

Значительные и временные и температурные масштабы раннепермского ледникового периода нашли отчетливое отражение на сводной изо-

топной кривой $\delta^{18}\text{O}$ в виде большого и резкого положительного экскурса от -3 до 0‰ VPDB в интервале ассельский–артинский ярусы [Frank et al., 2008].

Позднепермский гляциопериод

Этот период завершает гондванскую гляциоэру. В Восточной Австралии он включает два ледниковых эпизода P-3 и P-4 [Fielding, Frank et al., 2008]. Первый из них, охватывающий конец кунгурского и часть казанского яруса (Роадиан), представлен проксимальными ледниковыми отложениями формации Даралинги в бассейне Купер, дистальными ледниковыми фациями группы Майтленд в Новой Англии и формаций Порсюпайн и Уотермарк в бассейне Ганнедах. Ледниковый эпизод P-4 охватывающий верхнюю часть яруса Уордиан и ярус Кепитан (среднюю часть татарского яруса), тоже представлен дистальными ледниковыми фациями и сланцами с дропстоунами в бассейнах Гелили, Боуен и Сидней [Fielding, Frank et al., 2008]. Похолодание во время позднепермского ледникового периода отражено на сводной изотопной кривой $\delta^{18}\text{O}$ в виде двух небольших положительных пиков (около 1‰ VPDB) в интервале ярусов Роад и Ворд [Frank et al., 2008]. Позднепермский ледниковый период сопровождался у восточного побережья Австралии холодным суперапвеллингом [Fielding et al., 2010].

Позднепермский гляциопериод частично проявился в Северо-Восточной Азии, которая в это время еще дальше продвинулась к северу. В Верхоянской складчатой зоне и на Омолонском массиве в ряде свит широко распространены и давно известны верхнепермские диамиктиты (дулгалахская серия, атканская, гижигинская и другие свиты). Диамиктиты атканской свиты, имеющие роадианский (казанский) или уордско-кепитанский (татарский) возраст, сначала считались сезонно-ледовыми образованиями [Эпштейн, 1972], но затем в них были описаны граненные и штрихованные камни, дропстоуны, а также тилловые пеллеты [Чумаков, 1994].

Это наряду с другими признаками определенно указывает на частично ледниковый генезис атканской свиты. Представления о вулканогенном или, тем более, туффизитовом ее происхождении представляются лишены основания, так как атканская свита в основном сложена нормальными слоистыми обломочными осадочными породами, а подчиненные им диамиктиты состоят из полимиктового кластического алевролитового материала, в котором рассеяны обломки разной величины, окатанности и состава. Вулкнический пепловый материал отмечался в диамиктитах лишь в отдельных случаях [Бяков, Ведерников, 1990].

Структура позднепалеозойских гляциопериодов

Как уже отмечалось выше, каждый из четырех позднепалеозойских ледниковых периодов состоял из двух-трех ледниковых эпизодов (см. рис. 13 и 14), продолжительностью от первых до нескольких миллионов лет [Frank et al., 2008]. Их можно квалифицировать как ледниковые эпохи (гляциоэпохи). Последние разделялись интервалами, которые продолжались приблизительно 2–3 млн лет и не содержали следов оледенений [Fielding, Frank et al., 2008]. Детальное изучение разрезов [Condon, 1967] и изотопного состава органического углерода в отложениях ряда раннепермских гляциоэпох показало, что гляциоэпохи, в свою очередь, состояли из более коротких ледниковых эпизодов, средняя продолжительность которых была около 400–500 тыс. лет.

Биосферные события и позднепалеозойские оледенения

Гляциоэвстатические колебания. Оценки амплитуд гляциоэвстатических колебаний уровня моря в карбоне и перми проводились во внеледниковых регионах путем изучения перерывов и фациальных изменений в карбонатных толщах, а также границ несогласий в обломочных разрезах. Обобщение многочисленных публикаций на эту тему [Rygel et al., 2008] показало, что в турнейский век гляциоэвстатические колебания оцениваются в 20–60 м, в визейский век в его начале в 10–25 м, а в конце в 10–50 м. Для средне-позднекарбового и раннепермского гляциопериодов эти колебания в большинстве регионов оцениваются в 40–100 м, а в Северной Америке — в 100–120 м. Сходные оценки амплитуд гляциоэвстатических колебаний, от 30 до 70 м, даны для самых коротких ледниковых эпизодов, из которых состояли гляциоэпохи [Fielding, Frank et al., 2008].

Следует заметить, что определения амплитуд гляциоэвстатических колебаний указанными выше методами являются весьма приблизительными и не позволяют судить об объемах ледниковых покровов, возникавших на Земле, хотя часто такие подходы применяются. При этом не учитывается, что на гляциоэвстатические колебания накладываются противоположные по направлению изостатические прогибания и подъемы земной коры, и хотя они имеют меньшие масштабы, чем гляциоэвстатические, и происходят с некоторым сдвигом по фазе, величина их существенна. В начале оледенений в результате изъятия воды происходит «всплывание» земной коры океанов за счет изостатической разгрузки, а в зонах оледенения в то же самое время земная кора опускается под тяжестью ледников. Вследствие этого истинное падение уровня моря может занижаться.

Изотопные события. Обобщенные модельные оценки содержания CO_2 и O_2 в атмосфере позволяют полагать, что в девон-пермском интервале глобальная температура понижалась почти на 3°C [Came et al., 2007], а поверхностная температура тропических вод — почти на 5°C [Montanez et al., 2007]. Содержание O_2 в атмосфере по сравнению с современным повышалось приблизительно на 35% с лишним [Came et al., 2007]. Последнее вызывало лесные пожары, о чем свидетельствует частое присутствие в углях фузена.

В более мелком масштабе позднепалеозойские ледниковые периоды нашли свое отражение на обобщенных изотопных кривых $\delta^{13}\text{C}_{\text{крб}}$ и $\delta^{18}\text{O}$ [Frank et al., 2008] в виде положительных аномалий $\delta^{13}\text{C}$ (от 2 до 6‰ VPDB) и $\delta^{18}\text{O}$ (от -4 до 0‰ VPDB). Изотопные исследования углерода в пермских ледниковых отложениях Восточной Австралии показали, что величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{крб}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в начале каждой ледниковой эпохи сначала снижались на 1–3‰ PDB, затем в средней части эпохи настолько же увеличивались и в конце ее снова снижались. Такое поведение $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ авторами исследования связывается с аналогичными колебаниями CO_2 в атмосфере. Если это предположение справедливо, то оно может указывать на то, что каждая ледниковая эпоха состояла из двух ледниковых эпизодов. Более детальные изотопные исследования отложений одной из самых длительных раннепермских ледниковых эпох Австралии (P-2) обнаружили, что величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в них осциллировала с несколько меньшей амплитудой, но существенно большей частотой 400–500 тыс. лет. Это может указывать на проявление во время оледенения больших миланковических осцилляций.

Биотические события. С позднефаменским ледниковым эпизодом совпали регрессия, биотическое и аноксическое события Хангенберг, сопровождавшиеся общим вымиранием около 20% морских животных, в особенности ряда пелагических и гемипелагических групп организмов, а также смена главных строителей рифов, среди которых стали резко преобладать мшанки. Произошло массовое вымирание климениид (85% родов) и остракод (50%). Отмечается также падение разнообразия гониятитид [Walliser, 1995]. Вымерло до 50% позвоночных и в том числе почти полностью плакодермовые, аканодонтовые и саркоптеригиевые рыбы. В начале карбона их место заняли ганоидные и костистые рыбы. Вымирание затронуло и растительный мир позднего девона: фитопланктон и наземную растительность. На суше в это время почти исчезли характерные для верхнего девона леса, состоявшие из мощных археоптерисов [McGhee, 2009].

По времени эти глобальные события совпадают с началом позднедевонского–раннекарбонного гляциопериода, что скорее всего указывает на то, что их причиной было оледенение. Объяснить данные биотические события вулканизмом и, в частности, излиянием вилюйских траппов представляется затруднительным из-за разницы в масштабах обоих событий. Хотя некоторое влияние на историю биоты вилюйские траппы, конечно, могли оказать.

Другим биосферным событием, сходным по масштабу с фаменским, было вымирание в начале среднекарбонowego ледникового периода, в серпуховском веке. За ним последовал длительный интервал стагнации, охвативший средний и верхний карбон и начало нижней перми. Стагнация выражалась в значительно меньших масштабах (около 10–20%) как вымираний, так и появлений новых родов морских беспозвоночных. Не-высокий процент вымираний в это время может объясняться тем, что роды, пережившие серпуховское оледенение, были лучше приспособлены к ледниковым обстановкам и в последующем. Появление новых форм, по-видимому, тормозилось каскадом пермо-карбонowych ледниковых эпизодов, хотя это не исключало появления в это время и отдельных биона-ваций.

Глава 5

Проблема мезозойских оледенений

Длительные климатические пертурбации позднего палеозоя сменились теплым климатом мезозойской эры. В течение этой эры порой тоже происходили значительные климатические колебания и важные палеогеографические события (распад Гондваны, открытие Тетиса и Атлантического океана), сопровождавшиеся перестройкой климатической зональности [Чумаков, 2004б]. Судя по индикаторам климата, эти изменения происходили в основном в области положительных температур. Лишь в высоких широтах Земли местами и эпизодически возникал сезонный ледовый покров, о чем свидетельствуют немногочисленные находки лоунстоунов и дропстоунов. Прямых свидетельств мезозойских оледенений в виде ледниковых отложений найдено не было, за исключением одного случая в Южной Австралии.

Здесь в одном из обнажений в базальной пачке берриас-валанжинских отложений был встречен тиллит мощностью до 2 м, названный тиллитом Ливингстон [Alley, Frakes, 2003]. Судя по описанию, он является сугубо локальным образованием. Некоторые отложения, упоминающиеся в литературе, как «возможно ледниковые», например, ряд средне- и поздне-триасовых диамиктитов, к ледниковым отложениям отношения явно не имеют, что вынуждены признать также сторонники гипотезы многочисленных кратковременных мезозойских оледенений («cold snaps» [Price, 1999]). Судя по фотографиям, очень далеки от характерного ледникового скального ложа те трещины и продолговатые мелкие углубления на поверхности тонолитов в Юго-Восточной Австралии, которые описаны как ледниковое ложе триасового оледенения [Spenceley, 2001].

Предположительно были отнесены к тиллитам два местонахождения юрских диамиктитов в Антарктиде. Позже неоднократно появлялись указания на их вулканогенное происхождение и на более древний возраст [Borns et al., 1972; и др.]. Литологически и стратиграфически эти диамиктиты не изучены, поэтому высказывания в пользу первоначального предположения [Woolfe, Francis, 1991] не слишком убедительны.

Несмотря на отсутствие прямых доказательств существования мезозойских оледенений, гипотеза «cold snaps» получила в последние годы значительное распространение. Она целиком основана на косвенных и поэтому на неоднозначных признаках, которые можно разделить на следующие группы:

— быстрые колебания уровня моря «второго и третьего порядков», которым приписывается гляциоэвстатическая природа, в особенности, если они сопровождались некоторым повышением $\delta^{18}\text{O}$;

— присутствие рассеянных камней в сравнительно тонкозернистых отложениях (лоунстоунов или дропстоунов);

— находки глендонитов.

Рассмотрим реальное значение аргументов, приводимых в пользу мезозойских «cold snaps».

Колебания уровня моря второго и третьего порядка. В поисках причин быстрых и коротких эвстатических колебаний уровня моря «третьего порядка» (иногда «второго порядка») в мезозое неоднократно выдвигались предположения об их гляциоэвстатической природе [Haq et al., 1987; Price, 1999; Miller et al., 2005; Miller, 2009; и др.]. Эти предположения обычно подкрепляются ссылками на одновременное повышение $\delta^{18}\text{O}$ в морской воде, трактуемое как признак одновременного похолодания. Во-первых, следует отметить, что не всякое похолодание вызывает оледенения. Во-вторых, колебания уровня моря могут иметь разное происхождение. В-третьих, любое понижение уровня моря приводит к некоторому похолоданию из-за увеличения альбедо планеты. За исключением упоминавшегося обнажения в Австралии, ни на одном из континентов Земли и ни на одном острове Арктики следов мезозойских ледниковых отложений найдено не было¹.

Нередко подразумевается, что центры этих оледенений находились в высоких южных широтах и скрыты под современным антарктическим ледниковым покровом. На примере наиболее реалистичных математических моделей можно полагать что, если какие-то мезозойские оледенения в Антарктиде изредка и случались, то имели горный и эфемерный характер [Sellwood, Valdes, 2008]. Объем льда таких горных ледников был бы недостаточным для обеспечения эвстатических колебаний даже «третьего порядка».

¹ Некоторые исследователи, подбирая аргументы в пользу гипотезы «cold snaps», отнесли к «тиллитам» ряд мезозойских конгломератов и сланцев с дропстоунами и лоунстоунами и указали на географических схемах их довольно широкое распространение [Price, 1999, с. 188]. М.Симмонс [Simmons, 2012] без каких-либо доказательств указывает на присутствие мезозойских тиллитов в 21 регионе на 11 стратиграфических уровнях мезозоя. Это совершенно не соответствует действительности и может быть только результатом не критического анализа геологических материалов и увлечения гипотезой «cold snaps». Еще более противоречат фактам и являются просто фантастичными рассмотренные далее результаты компьютерного моделирования о существовании в средней–верхней юре на северо-востоке Азии огромного ледникового щита большой мощности [Donnadieu et al., 2011], или выводы об оледенении средних и высоких широт Евразии в начале апта, основанные на изотопных анализах ^{18}O в гидротермальных цирконах [Yang, 2013].

Характер растительности и почв указывает на то, что в южных районах Австралии, Новой Зеландии и на побережье Антарктиды на палеоширотах 70–80° в триасовый и юрский периоды преобладал влажный умеренный и умеренно холодный климат [Retallack, Alonso-Zarra, 1998; Thorn, 2001; и др.]. Это плохо согласуется с присутствием сколько-нибудь значительных полярных ледниковых щитов поблизости. В оценках раннемелового климата этой области между исследователями существуют некоторые расхождения, однако совсем другого порядка.

В.А. Вахрамеев [1988] целиком отнес свою Австральскую флористическую область к субтропикам, отмечая, в частности, находки кремнелых стволов древовидных папоротников в Австралии и стволов с широкими кольцами роста в Антарктике.

В.А. Красилов [1985] и Р.Спайсер с соавтором [Spicer, Corfield, 1992] рассматривают Южную Австралию как район с умеренным или холодно-умеренным климатом. В нижнем мелу растительность Южной Австралии характеризовалась хвойными, по-видимому, несомкнутыми лесами с подокарповыми и араукариевыми доминантами и болотами, в которых шло интенсивное углеобразование. С этими ландшафтами была связана разнообразная фауна позвоночных, включавшая динозавров, лепидозавров, черепах, лабиринтодонтных амфибий и др. [Константин и др., 1999]. Среди растений встречались и листопадные и, по-видимому, не опадавшие зимой мелколистные с толстой кутикулой растения, что указывает на сравнительно низкие зимние температуры и некоторую сухость [Spicer, Corfield, 1992].

Выводы об умеренном или умеренно холодном климате согласуются с локальным присутствием в нижнемеловых отложениях Южной Австралии одиночной находки маломощного тиллита [Alley, Frakes, 2003], по-видимому, горного происхождения, дропстоунов и глендонитов [Frakes et al., 1994]. Среднегодовые температуры альба, судя по общему характеру растительности, приблизительно оцениваются здесь в 5–8 °С [Spicer et al., 1993]. Все это позволяет квалифицировать раннемеловой климат Южной Австралии как умеренный.

Вероятно, позднее, во время сеноманского потепления, умеренный пояс располагался даже южнее Австралии, а в туроне вновь продвинулся к северу, в пределы Южной Австралии [Жарков и др., 1995].

Более уверенно южная умеренная зона устанавливается с коньякского века. А с сантонского века южный умеренный пояс выделяется В.А. Вахрамеевым по появлению нотофагедитосовой пыльцы. Детальное изучение вблизи основания Антарктического полуострова ископаемого позднеальбского леса показало, что он был средней густоты и состоял преимущественно из круглогодично зеленых широколиственных хвойных деревьев (подокарповых и араукариевых) и имел сходство с современными влажными умеренными лесами Южного острова Новой Зеландии [Falcon-Lang et al., 2001]. Изучение анатомии ископаемой древесины тоже дает основание думать, что климат северной части Антарктического полуострова был умеренно теплым [Thorn, 2001].

В кампанских отложениях Антарктического полуострова и Новой Зеландии были найдены остатки крупных динозавров и птерозавров, частично сходные с раннемеловыми Австралии [Molnar, Wiffen, 1994]. Зимы здесь были, очевидно, менее холодными, чем в Южной Австралии и, в отличие от последней, местами в Новой Зеландии в значительно большем количестве росли цикадофиты [Вахрамеев, 1988].

Этот вывод хорошо согласуется с данными анализа листового края и метода CLAMP, которые дали для Южного острова Новой Зеландии среднегодовые температуры для сеномана 10–16 °С, а для маастрихта 13–14 °С [Kennedy, 1996]. По раковинам моллюсков с о-ва Росса (Антарктический полуостров) изотопным кислородным методом были получены среднегодовые палеотемпературы для апта–альба и альба–сеномана соответственно +10 и +12 °С, для коньяка — раннего сантона +18 °С, для позднего сантона — кампана +14 °С, а для маастрихта от +9 до +15 °С [Ditchfield et al., 1994]. Эти температуры аналогичны полученным Э.Кеннеди для Новой Зеландии.

Согласно изучению $\delta^{18}\text{O}$ бентосных фораминифер, придонные воды в высоких южных широтах Атлантического и Индийского океанов имели следующие температуры: для кампана от +7 до +10 °С, а для маастрихта от +5 до +8 °С, с небольшим их повышением до +11 °С в самом конце маастрихта [Barrera, Savin, 1999]. Приведенные данные указывают на то, что в верхнем мелу психросфера в океане отсутствовала. Напомним, что в настоящее время температура глубинных вод в высоких южных широтах составляет от +0,5 до –1,5 °С [Степанов и др., 1984].

Приведенные данные о мезозойских температурах поверхностных и более глубоких вод в южных высоких широтах несколько ниже тех, которые получены новыми методами (рис. 16). Температуры поверхностных вод были изучены методом TEX_{86} , а температуры вод ниже термоклина определением $\delta^{18}\text{O}$ ростров белемнитов [Jenkyns et al., 2011]. В средней–верхней юре температуры поверхностных вод на палеошироте около 60° ю.ш. (Фолклендские острова) составляли 26–30 °С, а на континентальном склоне Антарктиды (около 66° ю.ш.) в верхнем апте — 25–26 °С и в нижнем альбе — 24–28 °С. Кривая, полученная по $\delta^{18}\text{O}$ белемнитовых ростров, характеризующая температуры ниже термоклина, оказалась параллельной кривой, полученной TEX_{86} методом, но в среднем на 14 °С ниже. Не исключено, что метод TEX_{86} дает не среднегодовую температуру, а более высокую температуру вегетационного периода фитопланктона, поскольку основан на изучении липидов растительных мембран. В любом случае, вокруг мезозойской Антарктиды температуры и поверхностных вод и вод ниже термоклина, полученные разными методами, были значительно выше тех, которые характерны для современных приледниковых регионов, и это подтверждает отсутствие в мезозое ледникового покрова на этом континенте. Данный вывод согласуется с результатами, полученными методом TEX_{86} , который устанавливает весьма малый меридиональный температурный градиент поверхностных вод для средних и низких широт в Южном полушарии [Littler et al., 2011].

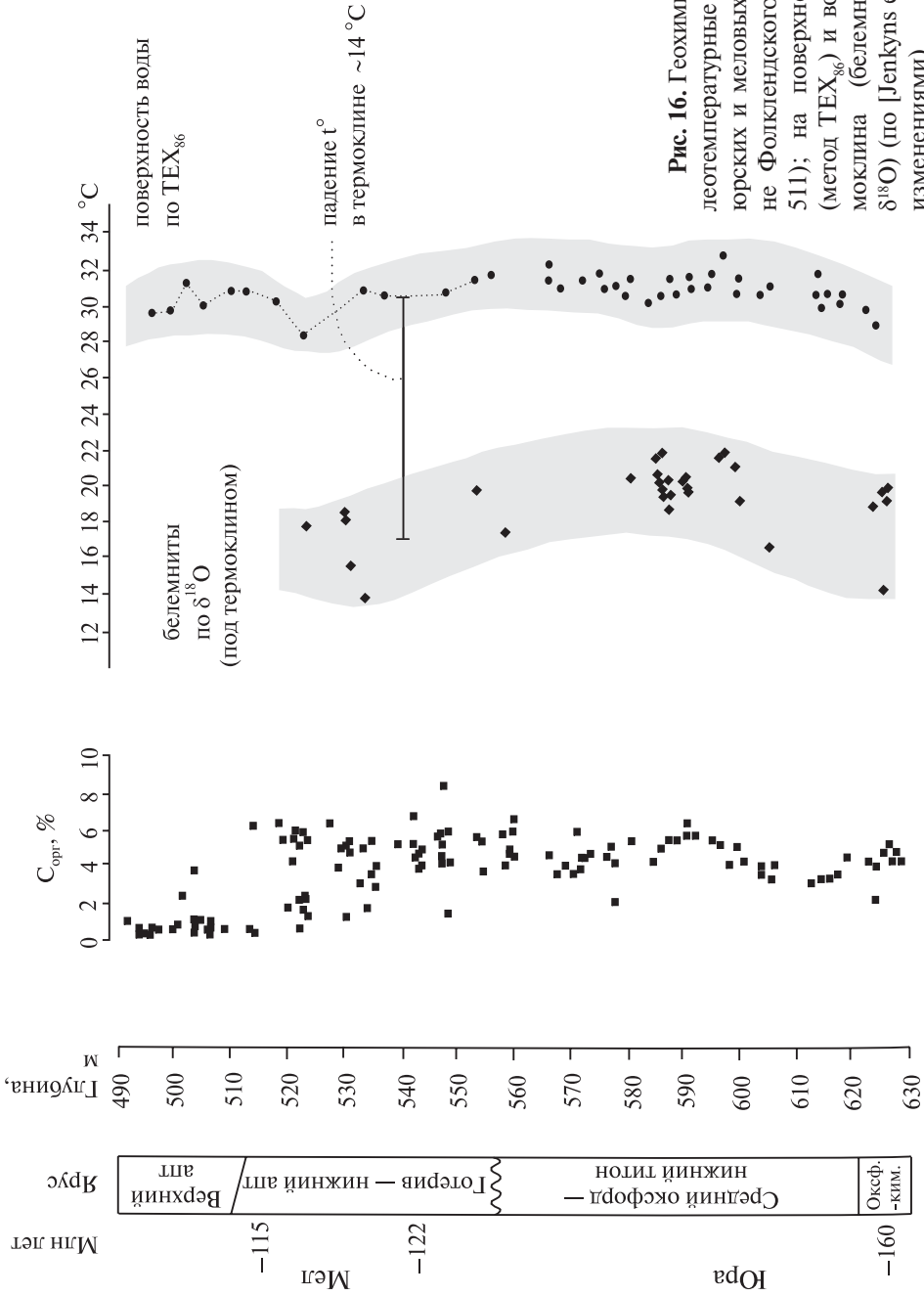


Рис. 16. Геохимические и палеотемпературные данные для юрских и меловых вод в районе Фолклендского плато (Site 511); на поверхности океана (метод TEX₈₆) и вод ниже термомоклина (белемниты, метод δ¹⁸O) (по [Jenkyns et al., 2011] с изменениями)

Таким образом, существование мезозойских ледниковых покровов в высоких широтах Южного полушария не подтверждается. В еще большей степени трудно предполагать их в высоких широтах Северного полушария, поскольку мезозойские отложения там широко распространены, хорошо изучены и не содержат никаких следов ледниковых отложений. Однако, исходя из гипотезы «cold snaps», ряд авторов составили палеоклиматическую реконструкцию для средне-верхнеюрского пограничного интервала Северного полушария, на которой показан огромный ледниковый щит, лишь немного уступающий по размерам Антарктиде [Donnadieu et al., 2011].

По представлениям авторов этой реконструкции, мощность щита превышала 5 км и он протягивался на 4000 км от Чукотки до западного края Сибирской платформы. Предполагаемый щит должен был бы перекрывать и оставить следы своего существования во множестве крупных прогибов, выполненных континентальными и морскими юрскими отложениями, в том числе отложениями среднего и верхнего отделов юрской системы. Однако никаких следов юрских ледниковых отложений в этих, достаточно хорошо изученных прогибах до сих пор не обнаружено. В некоторых разрезах здесь встречаются глендониты и редкие следы разноса обломков сезонными льдами, что не удивительно, поскольку, согласно палеомагнитным данным, этот регион располагался в это время в высоких заполярных широтах.

Мощные континентальные разрезы средней и верхней юры вскрыты и изучены в Вилюйской впадине, расположенной на востоке Сибирской платформы. В западной части Вилюйской впадины эти отложения исследованы на крыльях Кемпендяйских соляных куполов, а в центральной части впадины — в буровых скважинах [Чумаков, 1959]. Ни в одном из этих разрезов ни ледниковых отложений, ни глендонитов, ни дропстоунов не обнаружено. В Предверхоянском краевом прогибе, примыкающем к Вилюйской впадине с востока, крупные обломки в песчано-алевритовом матриксе, трактуемые как следы разноса сезонными льдами, отмечены лишь значительно ниже границы средней-верхней юры, в байосских отложениях. На севере Приверхоянского краевого прогиба известны полные разрезы пограничных отложений келловея и оксфорда, хорошо датированные аммонитами (например, разрез мыса Чуча, где граница келловея и оксфорда проходит внутри монотонной пачки тонкозернистых алевролитов). Аналогичные разрезы известны также и в более западных районах (р. Анабар). Во всех этих разрезах отсутствуют какие-либо признаки перерыва между келловеем и оксфордом. Нет здесь также признаков ледниковых отложений, глендонитов и дропстоунов [Чумаков и др., 2014].

Восточнее Верхоянского хребта морские средне-верхнеюрские отложения широко развиты в пределах Яно-Колымского складчатого пояса. В юго-западной и восточной частях этого пояса несколько наиболее полных разрезов средне-верхнеюрских морских отложений специально изучались с целью поиска следов айсбергового или сезонно-ледового

разноса грубообломочного материала [Chumakov, Frakes, 1997]. Только в одном месте на Индигро-Колымском междуречье в алеволитовых сланцах удалось найти редкие небольшие гальки (допстоуны) осадочных пород. Указания на присутствие на Неро-Колымском водоразделе в раннем оксфорде — позднем келловее многочисленных и довольно мощных (до 70–90 м) пачек ледово-морских отложений [Эпштейн, 1977] не подтвердились. Эти пачки оказались горизонтами подводно-оползневых брекчий в разрезах флишоидного характера [Chumakov, Frakes, 1997]. Не обнаружены какие-либо средне-верхнеюрские ледниковые отложения и в более восточных регионах, вплоть до самого Чукотского полуострова [Паракецов, Паракецова, 1989; Тибилов, Черепанова, 2001; Ватрушкина, Тучкова, 2014].

Таким образом, реконструкция огромного ледникового щита на северо-востоке Азии опровергается приведенными выше геологическими фактами. Эта реконструкция противоречит как характеру средне- и верхнеюрских отложений, так и наличию согласного контакта между ними. Полное отсутствие ледниковых отложений, присутствие глендонитов и редких следов сезонно-ледового разноса — все это ясно свидетельствует о том, что в средней–поздней юре в данном регионе преобладал умеренно холодный климат. Результаты рассматриваемого моделирования явно ошибочны, чтобы не сказать, что абсурдны. Причиной этого является то, что его авторы, занимаясь исключительно абстрактным геохимическим и климатическим моделированием, полностью проигнорировали имеющиеся геологические факты. Такой подход к реконструкциям больше напоминает компьютерные игры и существенно дискредитирует ценные методы компьютерного моделирования палеоклиматов.

Другим примером ошибочного вывода о присутствии ледовых отложений в мезозое может служить Южная Англия. Падение уровня моря и повышение $\delta^{18}\text{O}$ в альбе, а также присутствие рассеянных камней в писчем мелу было истолковано как доказательства сильного похолодания, вызвавшего ледовый разнос [Jeans et al., 1991]. Однако палеоклиматические реконструкции для сеномана свидетельствуют, что климат этого региона был весьма теплым, а изучение дропстоунов показало, что они являются следами биогенного разноса [Чумаков, 1998а, 2004б].

Возвращаясь к вопросу о «cold snaps», отметим, что в литературе обсуждается ряд иных, чем гляциоэвстатика, причин колебаний уровня моря «второго» и «третьего порядка». Кроме того, имеются предположения о том, что эвстатические колебания «третьего порядка» не являлись строго синхронными и глобальными, а их реальные амплитуды были недостаточно велики, и поэтому необходимо искать для колебаний «третьего порядка» иные причины, чем гляциоэвстатика (обзор см.: [Markwick, Rowley, 1998; Price, 1999]). Другим слабым местом гипотезы «cold snaps» является то, что для понижений уровня моря «второго порядка» требуются очень крупные ледниковые щиты, значительно превышающие по размерам Антарктиду и захватывающие соседние, ныне хорошо изучен-

ные континенты, на которых следов меловых оледенений нет [Markwick, 1996].

От себя добавим, что айсберговое обрамление подобного щита на много бы увеличило площадь распространения мезозойских марино-гляциальных отложений. В то же время, расчеты показывают, что если бы ледниковый щит ограничивался центральным горным плато Антарктиды, он не мог бы вызвать понижение уровня океана больше, чем на несколько метров [Markwick et al., 2000].

Таким образом, гипотеза гляциоэвстатической природы мезозойских колебаний уровня моря «второго-третьего порядка» продолжает оставаться маловероятной гипотезой, хотя некоторые наиболее крайние сторонники гипотезы «cold snaps» даже предлагают отказаться от выделения гляциоэра (icehouses) и термоэра (greenhouses). Впрочем, в последних публикациях сторонники гипотезы «cold snaps» стали значительно более осторожными. Они пишут о редкости «cold snaps», их кратковременности, эфемерности или просто отсутствии [Miller, 2009; Boulila et al., 2011; Price et al., 2013].

Приведенные выше данные не исчерпывают всех доказательств того, что на Земле в мезозое явно преобладал теплый безледниковый климат. Некоторые исследователи устанавливают, например, в раннем мелу чередование двух видов безледникового (парникового) климата: нормальный парниковый климат (обычно аридный) и «усиленный гумидный парниковый климат» [Follmi, 2012].

Не вызывает сомнения, что на протяжении мезозоя происходили значительные температурные и климатические колебания. Например, по изотопно-кислородным данным, в низких широтах на протяжении раннего мела температуры поверхностных вод океана изменялись на 3–7 °С, а в высоких широтах в сеномане и туроне — на 10–15 °С [Frakes, 1999; Чумаков, 2004б] (рис. 17). Отсутствие материальных следов покровных оледенений указывает, однако, на то, что эти колебания как и «cold snaps» происходили в пределах положительных температур.

Дропстоуны. Рассеянные камни, которые встречаются в тонкозернистых отложениях мезозоя от средней юры до конца позднего мела, имеют ограниченное главным образом высокими широтами распространение и различное происхождение. Чаще всего встречаются и упоминаются камни, разнесенные сезонными льдами. В русской литературе для обозначения отложений, содержащих такие камни, введено специальное понятие — *ледовые отложения* [Лисицын, 1994]. В настоящее время сезонный припай и ледовый покров регулярно формируются в морях, озерах и реках умеренного климатического пояса вплоть до 45° с.ш. Эти широты характеризуются положительными среднегодовыми температурами (от > 0 до 4–6 °С). Средние температуры самого холодного месяца могут составлять здесь от –2 до –5 °С и ниже, но температуры самого теплого месяца достигают 5–15 °С. Оледенений, кроме горных, в этих регионах нет. В мезозое находки дропстоунов приурочены главным образом к высоким широтам.

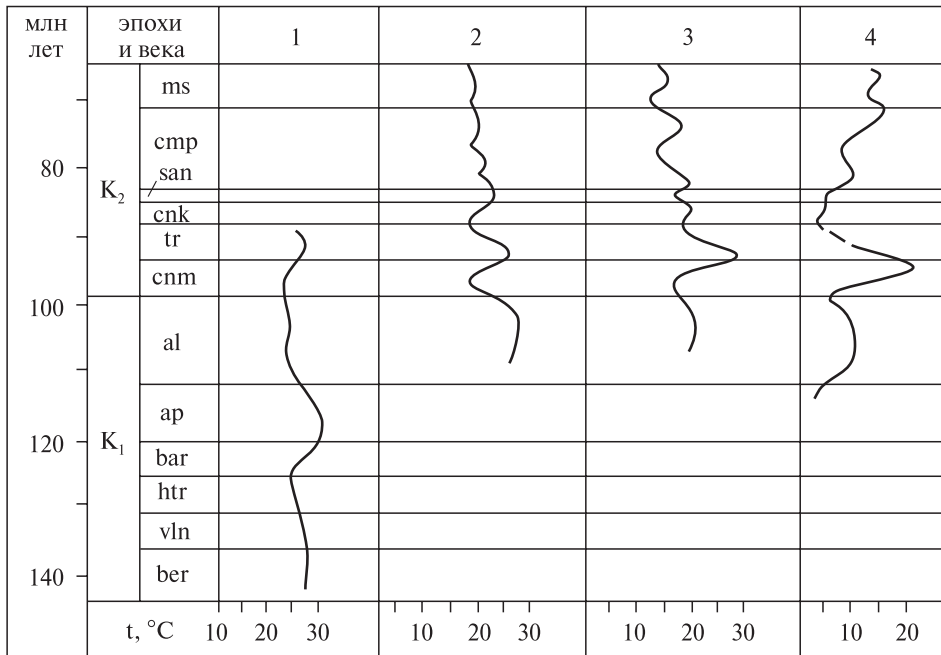


Рис. 17. Температурные кривые меловых вод для разных широт (по [Frakes, 1999], модифицированы автором [Чумаков, 20046])

Широты: 1 — приэкваториальные; 2 — около 20°; 3 — около 40°; 4 — около 60°

Века: ber — берриасский, vln — валанжинский, htr — готеривский, bar — барремский, ap — аптский, al — альбский, cnm — сенманский, tr — туронский, cnk — коньякский, san — сантонский, cmp — кампанский, ms — маастрихтский

Поэтому почти все исследователи объясняют наличие отложений с друпстоунами на Шпицбергене, на Северо-Востоке Евразии, на севере Северной Америки и в Австралии разносом сезонными льдами [Эпштейн, 1977; Hambrey, Harland, 1981; Frakes, Francis, 1988; Frakes et al., 1995; Чумаков, 20046; и др.]. За исключением Австралии, ледовые отложения в мезозойских разрезах встречаются достаточно редко и локально. Лишь в единичных случаях они образуют небольшие пачки. Обычно это — тонкие пласты или гнезда, что свидетельствует об эпизодических и кратковременных похолоданиях. Как уже упоминалось, указания на присутствие на Неро-Колымском водоразделе многочисленных и довольно мощных пачек ледово-морских отложений не подтвердились.

Поскольку и территориальное, и стратиграфическое распространение ледовых фаций в мезозое Арктики было незначительным, можно предполагать, что в этом регионе преобладали среднегодовые температуры более высокие, чем указанные для современных ледовых отложений выше.

Часть мезозойских друпстоунов была результатом биогенного разноса. Он, как известно, осуществляется плавниками, водорослями и некоторы-

ми животными, главным образом рептилиями (гастролиты). Биогенный перенос камней доказан рядом исследователей для меловых отложений Англии [Hawkes, 1951; Чумаков, 1998a], Германии [Ernst et al., 1996], предположен для Шпицбергена [Birkenmajer et al., 1972] и Австралии [Markwick, 1996]. На существование в мезозое довольно заметных процессов биогенного разноса указывает и то, что в первых двух случаях дропстоуны встречаются в средних палеоширотах, характеризовавшихся теплым климатом. Редкий хорошо окатанный гравий и отдельные мелкие гальки, изредка встречающиеся в нижнемеловых сланцах р. Умкувием (Олойский прогиб, бассейн р. Анадырь), судя по имеющимся описаниям, тоже скорее всего имели биогенное происхождение. Об этом в первую очередь свидетельствуют их спорадичность, очень малая концентрация ($< 0,001\%$) и малые размеры камней. Перенос грубообломочного материала сезонными льдами обычно характеризуется существенно большими масштабами, регулярностью и размерами камней. Концентрация камней в современных ледовых отложениях на два-три порядка выше и колеблется от 0,1–3% [Лисицын, 1994].

Таким образом, климатическая интерпретация дропстоунов требует определенной осторожности. Очень важно различать между собой сезонные ледовые отложения, отложения айсбергов, следы биогенного разноса и подводных оползней. Одно присутствие дропстоунов, вопреки взглядам некоторых исследователей [Price, 1999; Simmons, 2012; и др.], не позволяет отличить ледниковый климат Антарктики и Арктики от современного умеренного климата Прибалтики, Сахалина, Хокайдо, где отмечается сезонный ледовый разнос камней, и даже от весьма теплого климата меловой Европы, в которой, как уже упоминалось, нередко следы биогенного разноса.

Определение генезиса дропстоунов требует специальных литологических и формационных исследований. Это особенно важно в случае, когда предполагается присутствие айсберговых отложений. Имеются некоторые литологические признаки, использование которых в комплексе с формационным фоном позволяет с определенной долей вероятности отличить дропстоуны шельфовых ледников и айсбергов от типичных отложений сезонных льдов. Главным аргументом при решении этой проблемы все же остается присутствие или отсутствие в разрезах или по латерали фаций покровных оледенений. При рассмотрении проблемы мезозойских оледенений и дропстоунов читателей (а возможно, и самих авторов) нередко вводит в заблуждение некорректное использование понятий и терминов ледниковой геологии. К «возможным тиллитам» иногда относят просто «конгломераты, брекчии и несортированные галечные сланцы», а к ледниковым (glacial) условиям — сезонное замерзание водоемов и рек [Price, 1999]. Определенную роль также играет несовершенство терминологии. Английский термин «ice rafting» в одинаковой мере прилагается к сезонному ледовому и к ледниковому (айсберговому) разносу. Не удивительно, что авторы иногда вынуждены использовать тавтологическое понятие «ледниковые тиллиты» [Price, 1999].

Таким образом, достоверных отложений покровных ледников в мезозое не известно, а друпстоуны не могут служить доказательством оледенений. Подавляющая их часть явно имеет сезонное, ледовое, а не ледниковое происхождение. Некоторые другие друпстоуны являются результатом биогенного разноса и, возможно, вулканогенных процессов.

Глендониты. Сейчас глендониты образуются в высоких широтах умеренного климатического пояса («беломорские рогульки» [Гептнер и др., 1994]) и севернее. В четвертичный, неогеновый и палеогеновый периоды они формировались также в средних широтах и были широко распространены вдоль северо-западной периферии Тихого океана до Японии включительно [Каплан, 1979]. Условия образования глендонитов еще не вполне выяснены. Большинство исследователей склоняется к тому, что глендониты являются псевдоморфозами кальцита по икаиту, который формируется и является устойчивым в осадках холодных донных вод. Есть также предположение, что глендониты могут возникать локально, в связи с бактериальной деятельностью вблизи углеводородных сипов [Гептнер и др., 1994] или в осадках, богатых органикой [De Lurio, Frakes, 1999]. Глендониты нередко сопровождаются следами сезонного ледового разноса и, так же как последние, могут образоваться далеко за пределами распространения настоящих ледниковых отложений [Каплан, 1979], поэтому подобно друпстоунам глендониты, не могут служить надежным свидетельством ледникового климата в мезозое. Они указывают только на эпизодические и, видимо, локальные похолодания придонных вод.

Таким образом, имеется много палеонтологических и геохимических признаков того, что в высоких и средних широтах в мезозое было значительно теплее, чем ныне и в другие ледниковые эпохи. Отсутствие признаков мезозойских покровных оледенений на Земле, характер климата, биоты и почв на окраинах Антарктики, а также достаточно высокие температуры поверхностных и глубинных приполярных и экваториальных вод в мелу и юре свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь заметных следов ледников в полярных областях мезозоя. Фиксируемые в мезозое осцилляции явно происходили в пределах положительных среднегодовых температур, далеких от тех, которые были характерны для оледенений. Это особенно хорошо видно при сравнении температур мезозойских океанических вод с теми, которые характерны для переходного периода предшествующего кайнозойским оледенениям [Zachos et al., 2001].

Поэтому без веских доказательств кажутся весьма умозрительным предположения о том, что на преобладающем фоне безледникового климата в мезозое происходили внезапные и очень короткие похолодания («cold snaps»), которые проявлялись только в высоких широтах и приводили к небольшим полярным оледенениям, составлявшим около одной трети современных полярных шапок [Price, 1999]. История всех оледенений показывает, что ледниковые события подготавливаются длительным

(десятки миллионов лет) трендом похолодания. Тренд этот был глобальным и проявлялся во всех широтах обоих полушарий. Климатическая история свидетельствует также, что оледенения не были одиночными событиями, а начавшись повторяются обычно многократно, группируясь в ледниковые периоды и эры. Завершение ледниковых периодов и эр тоже не было совершенно внезапным и обычно состояло из серии затухающих ледниковых эпизодов.

Наличие безледникового климата в мезозое не исключает, естественно, существования вертикальной климатической зональности. Поэтому можно допустить, что в мезозое на Земле местами, особенно в высоких широтах, существовали горные ледники и многолетние снега. Тем более возможно было образование в горах сезонного снежного покрова.

Палеоклиматическая зональность мезозойской эры качественно отличалась от современной. Аналогов ряда мезозойских широтных климатических поясов на Земле сейчас нет. Это не позволяет в полной мере использовать современную климатическую классификацию. Мезозойские климатические пояса, которые по средним годовым температурам были сходны с современными, располагались в других широтах и поэтому существенно отличались от современных иной суммарной солнечной радиацией, температурной и световой сезонностью, общим количеством осадков, барическими параметрами, направлениями ветров, траекториями циклонов, т.е. теми макроклиматическими особенностями, на основании которых и выделяются климатические пояса. Можно предположить, что математическое моделирование мезозойских климатов испытывает определенные затруднения так же и по этой причине.

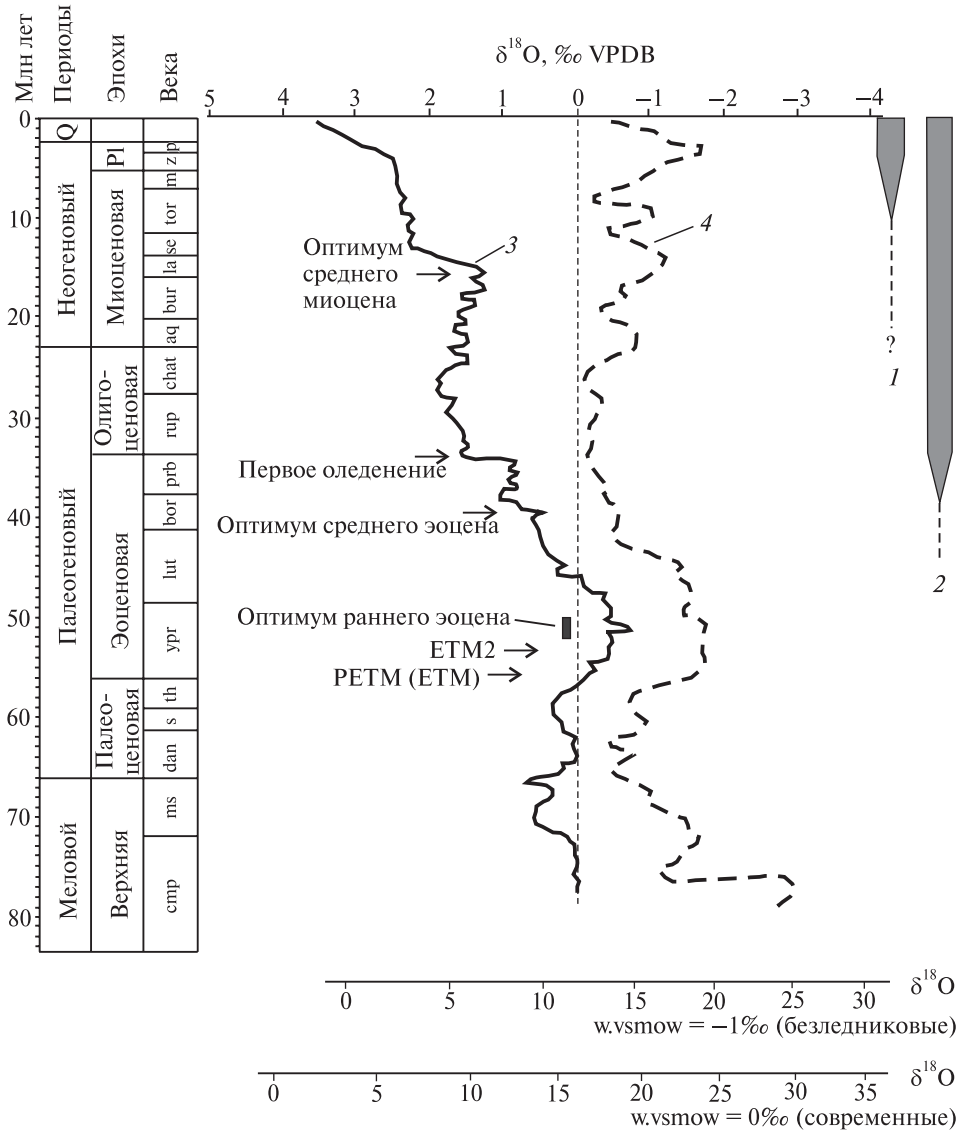
Глава 6

Антарктическая гляциоэра

Гляциоэра, в которой мы живем, началась в позднем кайнозое в Антарктиде, и долгое время оледенения ограничивались Антарктидой. Поэтому естественно именовать современную гляциоэру антарктической. История антарктической гляциоэры интенсивно изучалась на протяжении последних десятилетий. Ее описанию, и особенно истории четвертичного периода, посвящена огромная литература, в том числе крупные сводки [Ehlers, Gibbard, 2004, и др.]. Поэтому нет необходимости давать здесь детальный обзор этой, еще не закончившейся гляциоэры. В данной главе мы кратко перечислим лишь основные ее события и в общих чертах охарактеризуем структуру связанных с ней климатических колебаний.

В начале кайнозоя, на протяжении палеоцена и эоцена, климат Земли, как и в мезозое, оставался безледниковым. Особенно теплыми были конец палеоцена и начало эоцена (рис. 18). В этом интервале на Земле отмечаются несколько температурных максимумов (PETM, ETM2, ранне- и среднеэоценовые оптимумы [Grossman, 2012]). Во второй половине эоцена началось похолодание, появились первые следы ледового или ледникового разноса в Южном океане и усилился сезонный ледовый разнос в Арктике [Spielhagen, Tripati, 2009]. Видимо, в высокогорных районах Антарктиды (горы Гамбурцева, Трансантарктический хребет), в это время зародились горные ледники, которые местами (например, в заливе Прюдс) могли достигать уровня моря. Континентальный ледниковый покров, соизмеримый по размерам с современным, образовался в Восточной Антарктиде в самом начале олигоцена, около 34 млн лет назад, и вскоре ледники достигли бровки шельфа [Левитан, Лейченко, 2014].

В самом конце олигоцена и в начале миоцена произошло некоторое общее потепление, которое сопровождалось существенными колебаниями климата и объема ледникового щита. По данным моделирования, объем Восточно-Антарктического ледникового щита иногда сокращался в это время до 25% от его современного размера [Pekar, Christie-Blick, 2008; DeBoer et al., 2010].



В позднем миоцене произошло сильное похолодание и ледниковый щит вновь достиг континентальных размеров. В это время, возможно, возникли шельфовые ледники Роне и Росса. Одновременно начинается оледенение на Аляске [Eyles et al., 1991] и усилились признаки сезонного ледового разноса терригенного материала в Арктическом океане [Stein, 2008]. Кратковременное потепление, сходное с современным, произошло в среднем плиоцене 3,3–3,15 млн лет назад. С ним, очевидно, было связано почти полное исчезновение Западно-Антарктического щита.

←

Рис. 18. Начало оледенений и колебания $\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB) в конце мелового периода и в начале антарктической гляциоэры

1, 2 — начало покровных оледенений: 1 — в Северном полушарии Земли, 2 — в Южном полушарии Земли, 3, 4 — осредненные кривые содержания $\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB) в раковинах: 3 — бентосных фораминифер в северной и южной частях Атлантического океана и в Тихом океане, 4 — планктонных фораминифер тропико-субтропической зоны (по [Grossman, 2012], упрощено).

РЕТМ (ЕТМ) — палеоцен-эоценовый термальный максимум («эоценовый термальный максимум»), ЕТМ2 — второй эоценовый термальный максимум.

Шкалы внизу — изотопные температуры (соответствующие величинам $\delta^{18}\text{O}$) при отсутствии ледников (вверху) и при наличии ледников на Земле (внизу).

Века: *сrm* — кампанский, *ms* — маастрихтский, *dan* — датский, *s* — зеландский, *th* — танетский, *ург* — ипрский, *lut* — лютетский, *bar* — бартонский, *prb* — приабонский, *gur* — рюпельский, *chat* — хаттский, *aq* — аквитанский, *bur* — бурдигальский, *la* — лангийский, *se* — серравалийский, *tor* — торгонский, *m* — мессинский, *z* — занкский, *p* — пьяненский; *P1* — плейстоценовый отдел; *Q* — четвертичный период

В позднем плиоцене и в четвертичном периоде началось быстрое и прогрессивное похолодание климата на Земле. Оно привело к разрастанию ледникового покрова Антарктиды, который 11–20 тыс. лет назад распространился до бровки шельфа и континентального склона материка. Одновременно началось континентальное оледенение в Северном полушарии Земли. Ледниковые покровы в интервале 2,74–2,54 млн лет возникли на севере Евразии и в Северной Америке [Grossman, 2012]. В ледниковые максимумы эти ледниковые покровы распространялись до средних широт (38° с.ш. в Северной Америке и 49° с.ш. в Восточной Европе).

В позднем кайнозое намечается три главных ледниковых максимума: в олигоцене, в конце миоцена и в конце плиоцена — квартере.

Все ледниковые события позднего кайнозоя и в Антарктиде и в Северном полушарии осложнялись наложением целого спектра более коротких квазипериодических климатических колебаний разной амплитуды и знака, которые иногда, очень условно, именуется в литературе ледниковыми и «межледниковыми»¹. Судя по периодичности, причиной ледниковых осцилляций были колебания солнечной инсоляции. Они обуславливались сложным спектром колебаний разной продолжительности, связанных с вариациями эксцентриситета орбиты Земли, угла наклона земной оси и ее прецессии. В сумме эти вариации дали сложную картину с преобладающими по амплитуде группами циклов в интервалах 19–24 тыс. лет (прецессонные), 39–41 тыс. лет (наклон оси), 95–131 и 405 тыс. лет (орбитальные), которые придают климатическим изменениям квазипериодический характер. Самые короткие из этих циклов, приблизительно соответствующие миланковичским, определяли чередование в позднем плиоцене и плейстоцене ледниковья и «межледниковья». В отложениях, пробуренных на ледниковом шельфе Росса, в этом интервале, представ-

¹ Точнее называть их наступлениями и отступлениями ледников.

ляющем последние 4 млн лет, насчитывается 32 «ледниковых»–«межледниковых» цикла со средней продолжительностью 125 тыс. лет, и иногда 40 тыс. лет [Naish et al., 2009]. В Восточной Европе с начала плейстоцена до начала голоцена зафиксировано 15 ледниковых эпизода [Величко и др., 2013].

В миоцене преобладали климатические колебания преимущественно с периодами 19–21 тыс. лет, т.е. прецессионной природы, а с началом оледенений в Северном полушарии стали преобладать колебания, близкие к 41 и 125 тыс. лет (связанные с изменениями наклона оси и орбиты Земли).

Главным биотическим событием антарктической гляциоэры было формирование человечества, которое не случайно совпало с антарктической гляциоэрой. Быстрая дивергенция гоминид проходила параллельно с основными ледниковыми событиями этой эры. Первые представители подотряда человекоподобных появились в олигоцене, а первые три вида из семейства гоминид обнаружены в верхнем миоцене [Catt, Maslin, 2012], который характеризовался резким похолоданием. Из отложений еще более холодного плиоцена известно уже 13 видов гоминид, в том числе останки австралопитеков и следы прямоходящих существ. В первой половине плейстоцена, около 1,9–2,4 млн лет назад, появились первые примитивные виды рода *Homo* (*H. habilis* и др.) и простейшие орудия труда. Ко второй половине плейстоцена (около 0,5–0,6 млн лет назад) принадлежат останки *H. heidelbergensis* и следы систематического использования огня [Catt, Maslin, 2012]. В конце плейстоцена, около 0,2 млн лет назад (непосредственно перед или во время московско-днепровского оледенения), появился вид *Homo sapiens*.

Глава 7

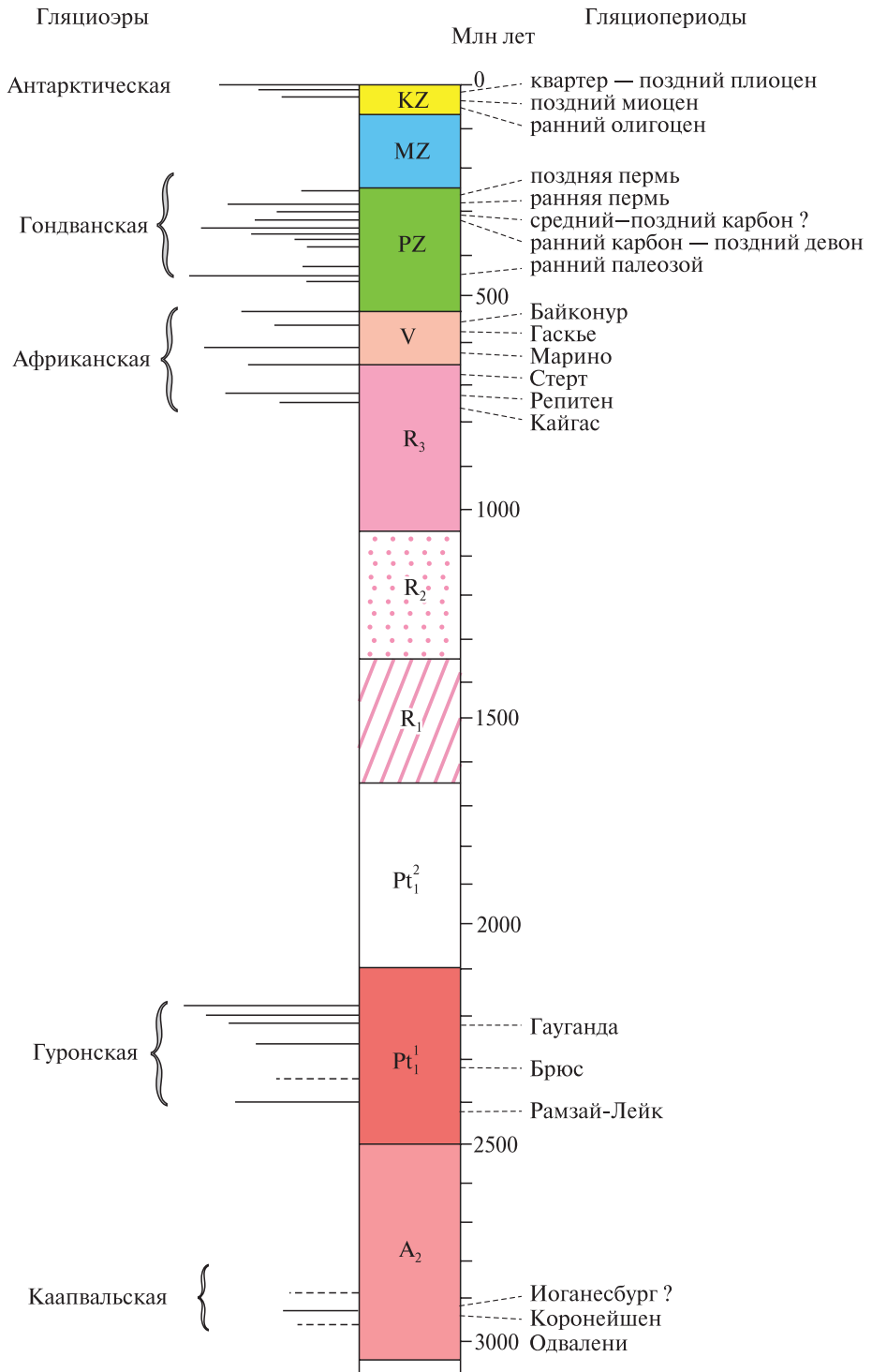
Стратиграфическое значение оледенений

Широко распространенные представления об оледенениях как редких, коротких, катастрофических и глобальных событиях не совсем верны. Оледенения имели длительную и сложную историю, которая затрудняет использование ледниковых горизонтов и событий в стратиграфии. Оледенения всех рангов, от гляциоэр до самых коротких четвертичных ледниковых, образовывали иерархию квазипериодических колебаний, которая была достаточно устойчивой во времени [Чумаков, 2004а].

Для корреляции ледниковых горизонтов и использования их в геологии для стратиграфических целей необходимо в первую очередь понять их возраст, привлекая комплекс современных биостратиграфических, радиоизотопных, хемотратиграфических и других геохимических методов, а также выяснить положение оледенения в иерархической системе ледниковых событий. Очень важно очертить возможные ареалы распространения каждого ледникового горизонта. Такой подход позволил существенно уточнить число, распределение во времени и относительные масштабы главных ледниковых событий: гляциоэр и гляциопериодов. Результаты этих уточнений суммированы на (рис. 19).

Структура и некоторые особенности гляциоэр

Как следует из вышесказанного, все известные ледниковые эпизоды концентрировались в пяти длительных интервалах геологической истории, в гляциоэрах (каапвальской, гуронской, африканской, гондванской, антарктической). Гляциоэры были разделены безледниковыми интервалами (термоэрами) разной длительности. Имеется определенное сходство между гляциоэрами разного возраста. Во-первых, те из гляциоэр, которые датированы, близки по своей длительности (гуронская — около 200 млн лет, африканская — 210 млн лет, гондванская — 190 млн лет). Во-вторых, они сходны по структуре.



Из предыдущих глав следует, что все гляциоэры (за исключением слабоизученной каапвальской), состояли из трех–шести дискретных ледниковых периодов (гляциопериодов), которые имели продолжительность от нескольких миллионов лет до первых десятков миллионов лет. Начиная с позднего архея, в истории Земли насчитывается около 20 ледниковых периодов. Один или два гляциопериода приурочены к каапвальской гляциоэре, три или четыре — к гуронской, шесть гляциопериодов было в африканской гляциоэре и пять выделяется в гондванской гляциоэре. В позднем кайнозое выделяются три ледниковых максимума (олигоцен, поздний миоцен и поздний плиоцен — плейстоцен), которые могут, очевидно, рассматриваться как гляциопериоды. Все гляциопериоды, в свою очередь, состояли из дискретных ледниковых событий, которые можно квалифицировать как ледниковые эпохи. Детальное изучение изотопов кислорода в позднем кайнозое и частично палеозое показало, что гляциоэпохи были осложнены климатическими колебаниями с периодами от 400–500 до 20 тыс. лет и менее.

Гляциоэры имели сходство не только по структуре, но и по общей своей динамике. Они обычно начинались с коротких региональных ледниковых периодов, которые, увеличиваясь в масштабах и интенсивности, достигали во второй половине гляциоэры максимальных, чаще всего межконтинентальных, масштабов, а затем быстро деградировали. Плейстоценовое оледенение было, видимо, максимальным в позднекайнозойской гляциоэре, поэтому можно думать, что за голоценовым потеплением, если не вмешается человек, должно было бы наступить новое небольшое оледенение.

В плейстоцене ледниковые эпизоды разной продолжительности являются основой для построения континентальных стратиграфических шкал и стратиграфических шкал для прилежащих шельфов [Борисов, 2013; Величко и др., 2013]. Значительно сложнее использовать ледниковые эпизоды для стратиграфических корреляций и, тем более, для создания шкал в раннекайнозойских, палеозойских и докембрийских отложениях. В палеозое и раннем кайнозое корреляция собственно ледниковых горизонтов имеет главным образом палеогеографическое значение и подчиненное значение для стратиграфии. Во внеледниковых областях палеозоя и позднего кайнозоя для корреляций часто используются такие косвенные признаки оледенений, как гляциоэвстазия, изотопные аномалии и биотические последствия [Davydov et al., 2012; Eros et al., 2012; и др.]. Значительно большее стратиграфическое значение имеют ледниковые периоды в позднем рифее и венде, хотя их корреляция далеко не всегда бесспорна. Кроме того, не исключено, что при корреляции ледниковых периодов в позднем докембрии сопоставляются не одни и те же ледниковые эпохи.

←

Рис. 19. Гляциоэры и гляциопериоды Земли в интервале поздний архей — ныне KZ — кайнозой; MZ — мезозой; PZ — палеозой; V — венд; R₃ — поздний рифей; R₂ — средний рифей; R₁ — ранний рифей; Pt₂² — вторая половина раннего протерозоя; Pt₁¹ — первая половина раннего протерозоя; A₂ — поздний архей

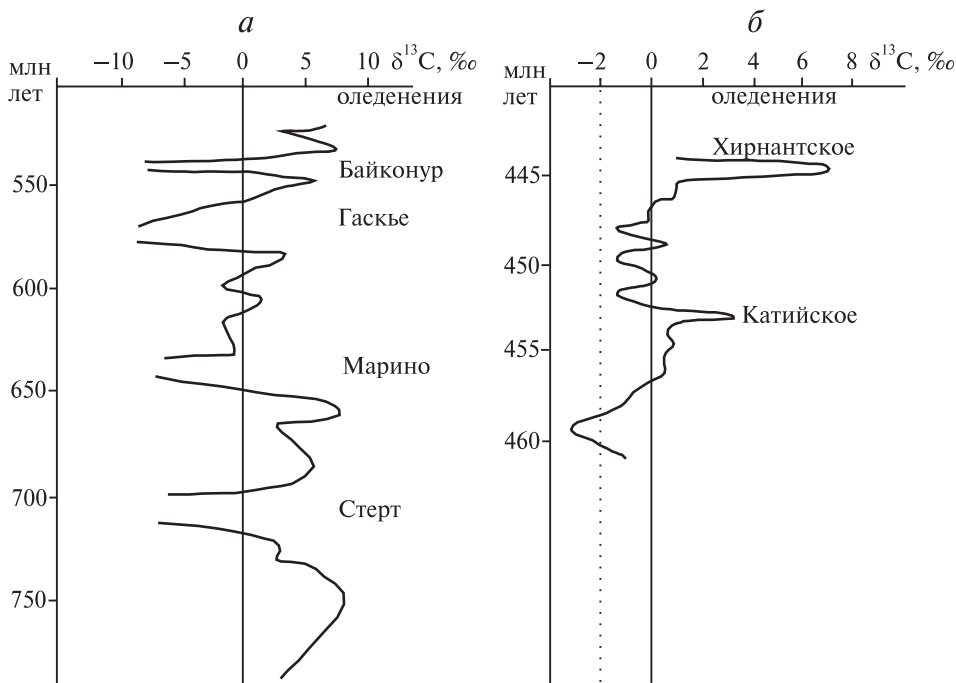


Рис. 20. Противоположные по знаку аномалии $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, сопровождающие неопротерозойские (а) и раннепалеозойские (поздний ордовик) (б) оледенения

Между докембрийскими и фанерозойскими оледенениями отмечаются не только черты сходства, но и определенные различия. Во-первых, как будет сказано далее, отдельные докембрийские оледенения имели, очевидно, более широкое распространение, чем фанерозойские. Во-вторых, с докембрийскими и фанерозойскими оледенениями были связаны противоположные по знаку аномалии $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (отрицательные в докембрии и положительные в фанерозое; рис. 20). Наконец, многие неопротерозойские оледенения завершались отложением «кэп доломитов». Эти различия докембрийских и фанерозойских оледенений весьма существенны при проведении стратиграфических корреляций. Однако на них до сих пор не было обращено должного внимания. Решение этих проблем представляется важной и очень интересной задачей последующих исследований. Есть предположения, что эти различия связаны с геодинамическим развитием Земли, геохимической эволюцией биосферы и биоты [Frakes et al., 1994; Crowell, 1999; Добрецов, Чумаков, 2000].

Региональное и межрегиональное стратиграфическое значение ледниковых горизонтов

Первые успешные корреляции верхнепротерозойских далрэдских диамиктитов были сделаны в Шотландии Мак Каллохом в 1819 г., когда их ледниковое происхождение еще не было осознано. В дальнейшем аналогичные стратиграфические корреляции проводились уже исходя из представлений об их ледниковом происхождении. В 1859 г. В. и Г.Бланфорды скоррелировали в Индии пермские талчирские ледниковые отложения ряда грабенов. Аналогичные сопоставления позднепалеозойских ледниковых отложений были проведены вскоре в Австралии и Африке. В 1907 г. А.Кольман сопоставил разрезы ледниковых отложений раннепротерозойской формации Гауганда в Южной Канаде. Позже, с помощью ледниковых горизонтов стали проводить межконтинентальные корреляции. В 1912 г. А.Вегенер, а в 1922 г. Дю Тойт скоррелировали пермокарбонные ледниковые отложения Африки и Южной Америки. В 1934 г. О.Куллинг показал, что на обоих берегах Северной Атлантики ледниковые отложения «эокембрия» (венда) имеют близкое стратиграфическое положение. В 1949 г. Д.Мауссон выделил маркирующие ледниковые горизонты надгруппы Аделаида в Австралии и сопоставил их с некоторыми австралийскими и африканскими ледниковыми отложениями. В 60-х годах XIX в. В.Г. Королев, а затем Е.И. и Е.И. Зубцовы проследили вендские ледниковые горизонты в тектонически разнородных регионах Средней Азии.

В то же время, наряду со многими успешными региональными и некоторыми межрегиональными корреляциями, были сделаны также грубые ошибки. С начала и до середины XX в. многие слабо метаморфизованные нижнепротерозойские тиллиты считались позднепротерозойскими или кембрийскими (Тиллит Грикватаун ЮАР, «тиллиты» группы Хекла-Хуп Шпицбергена, п-ова Варангер и свита Наньтуо КНР), а некоторые были даже отнесены к верхнему палеозою (аналоги байконурской свиты в Куругтаге)¹. Напротив, метаморфизованные «тиллиты» обычно считались более древними (далрэдские — нижнепротерозойскими, а Чуос — архейскими).

Большую роль как региональные маркирующие горизонты ледниковые отложения сыграли при среднемасштабном геологическом картировании в СССР (Средний Урал, Средняя Азия, Байкало-Патомское нагорье, Алтай-Саянская область), а также в некоторых других странах: Монголии, Китае, Австралии, ряде стран Африки, в Южной и Северной Америке.

На основании исторического опыта, накопившегося к концу XX в., был сделан вывод о том, что, хотя ледниковые горизонты представляют собой прекрасный инструмент при региональных исследованиях, однако межрегиональные корреляции ледниковых горизонтов и их возраст долж-

¹ Подробности см. [Чумаков, 1978a].

ны подтверждаться другими стратиграфическими методами [Чумаков, 1978a]. Стало ясным также большое историко-геологическое значение ледниковых событий, и поэтому на Русской плите вендские ледниковые отложения были использованы для корреляции разрезов скважин опорного бурения и обоснования нижней границы венда [Соколов, 1985].

В настоящее время ситуация существенно изменилась. Более детальные геологические исследования с использованием новейших биостратиграфических, хеостратиграфических, геохимических и разнообразных радиоизотопных методов позволили произвести рассмотренные выше в главах 3, 4 и 6 корреляции и выяснить, что ряд сопоставленных между собой ледниковых подразделений представляют собой разные гляциопериоды одной гляциозеры. Таким образом, современные методы дают возможность производить корреляции оледенений в неопротерозое с точностью до гляциопериодов [Чумаков, 2011], а в палеозое и в позднем кайнозое — с точностью до гляциоэпох. На основании изотопных данных сделаны первые попытки межконтинентальных сопоставлений ледниковых периодов палеопротерозойской гуронской гляциозеры [Melezhik et al., 2013].

Масштабы оледенений

В результате эрозии, деформаций и перекрытия более молодыми осадками древние ледниковые отложения обычно обнажаются и сохраняются фрагментарно. Поэтому определение масштабов оледенений во многих случаях представляет собой сложную проблему. Большей частью эта проблема решается на качественном уровне путем интерполяций между отдельными выходами и косвенно, учитывая их палеоширотное положение или величину гляциостатического падения уровня океана.

Из рассмотренных выше примеров (главы 3, 4 и 6) очевидно, что ледниковые отложения лучше всего сохраняются на платформах и в прилегающих к ним прогибах. В этих тектонических обстановках почти все позднекайнозойские, некоторые палеозойские и даже неопротерозойские ледниковые отложения покрывают огромные территории размером от нескольких сот тысяч до 15 млн км². Примерами могут служить плейстоценовые ледниковые отложения Северной Америки и Северной Европы, позднепалеозойские ледниковые отложения Южной Африки и Южной Америки, ледниковые отложения ордовика и неопротерозоя Северной Африки. В этих случаях покровный характер и большие масштабы оледенений не вызывают сомнений.

Надо отметить, что на платформах центрами оледенений обычно являются кристаллические щиты, с которых ледники распространяются центробежно на большие расстояния, до 2000–3000 км (четвертичные ледники Русской и Североамериканской платформ, ранне- и позднепалеозойские ледники Гондваны (см. рис. 11, 12 и 15), а также многие нео-палеопротерозойские ледники [Chumakov, 1973]).

В складчатых регионах масштабы древних оледенений оцениваются путем интерполяции между разрозненными выходами или на основании фациального состава ледниковых отложений. Присутствие в составе ледниковых разрезов марино-гляциальных фаций указывает, например, на покровный характер оледенений в данном регионе, так как для их образования ледники должны были достичь уровня моря, что возможно только при сильном снижении снеговой линии, сравнимом с тем, какое было во время максимума плейстоценового оледенения.

Менее надежны косвенные оценки масштабов оледенений, основанные на определениях гляциоэвстатического падения уровня моря. Примеры разногласий и даже абсурдных выводов, возникающих при таких оценках, были рассмотрены в главах 5 и 6. Палеогеографические реконструкции, основанные на фанерозойских палеомагнитных данных, обычно хорошо согласуются с другими палеоклиматическими индикаторами (лиологическими и биотическими) и дают надежное представление о широтном положении и, следовательно, о масштабах палеозойских и позднекайнозойских оледенений. Сложная проблема связана с палеомагнетизмом докембрийских оледенений. Она рассмотрена в следующем разделе.

Проблема тотальных оледенений Земли

Использование палеомагнитных данных для реконструкций докембрийской палеогеографии и масштабов докембрийских оледенений представляет значительно более сложную проблему, чем в фанерозое. Докембрийские отложения неоднократно подвергались перемагничиванию и часто характеризуются несколькими палеомагнитными векторами [Evans, Raub, 2011].

Тем не менее вначале для ледниковых отложений гляциопериода Марино (формация Елатина, Южная Австралия), а позже для ледниковых отложений гляциопериода Рэпитен (подразделение № 2 группы Тиндир, Северная Америка) были получены низкие палеошироты (соответственно $10-14^\circ$ и $21 \pm 3^\circ$), отвечающие высоким критериям достоверности ([Evans, Raub, 2011] и ссылки в этой работе). Низкие по величине, хотя и менее качественные палеоширотные определения имеются для нижнепротерозойских гуронских ледниковых отложений Канады и Южной Африки [Kirschvink et al., 2000; Evans, 2003].

После первых определений низких палеоширот в формации Елатина возникла гипотеза о тотальном оледенении Земли в неопротерозое, названная гипотезой «snowball Earth» [Kirschvink, 1992]. Позднее эта гипотеза была применена и к раннепротерозойским оледенениям [Kirschvink et al., 2000]. Данную гипотезу, первоначальный вариант которой позже стали именовать «hard snowball Earth», особенно интенсивно разрабатывал и пропагандировал в печати, лекциях и средствах массовой информации П.Гоффман с соавторами [Hoffman, Schrag, 2002; и др.]. В резуль-

тате этого гипотеза «snowball Earth» получила широкую известность. Она очень часто используется при стратиграфических корреляциях, поскольку предполагает тотальное распространение оледенений и их отложений. Согласно этой гипотезе, во время оледенений Марино и Стерт все континенты и океаны Земли от полюса до полюса покрывались льдом, мощностью в несколько километров. Из-за высокого альbedo планеты такое состояние Земли должно было быть весьма устойчивым и длиться очень долго². По мнению сторонников этой гипотезы [Hoffman, Schrag, 2002], распад тотального ледника и начало образования кэп доломитов являлись синхронными глобальными событиями, которые можно использовать в качестве эталона («золотого гвоздя») для подошвы системы Эдиакара [Knoll et al., 2006].

Вскоре многие положения гипотезы «hard snowball Earth» стали подвергаться критике, так как она плохо согласуется с рядом геологических и палеонтологических данных [Preiss, 1987, 2000; Meert, van der Voo, 1994; Chumakov, 1992; Leather et al., 2002; Eyles, Januszczak, 2004; Meert, 2007; Williams et al., 2008, 2011; Allen et al., 2011 a,b; и др.], а также с некоторыми результатами математического моделирования.

Наиболее весомым геологическим возражением против существования длительных непрерывных тотальных оледенений является то, что обычно отложения этих гляциопериодов (Марино, Стерт) представляют собой неоднократное чередование ледниковых и межледниковых пачек разного ранга. Примерами этого являются платформенные разрезы ранневендских континентальных ледниковых отложений вильчанской серии Беларуси (см. рис. 12), ничатской свиты Средней Сибири (см. рис 10 [Чумаков, 1993]), марнинской свиты Присаянья [Советов, Комлев, 2005], ледниковых отложений Джебелиат Западной Африки и многих других формаций.

Чередование ледниковых и межледниковых пачек устанавливается также в ледниковых разрезах, характеризующих верхние части континентальных шельфов. Примерами этого являются: формация Уилсонбреен Шпицбергена [Чумаков, 1968; Hambrey, 1982; Chumakov, 1992], чурочинская свита Полюдова Кряжа [Чумаков, 1974], тиллитовая серия Восточной Гренландии [Moncieff, Hambrey, 1990], нижнекургашлинская подсвита Южного Урала [Чумаков, 1998б], ничатская свита бассейна р. Желинда (см. рис. 10), подгруппа Иерелина Австралии [Preiss, 1987, 2000; Williams et al., 2008, 2011], формации Чубран и Фиг Омана [Leather et al., 2002; Allen et al., 2011 a,b] и многие другие ледниковые разрезы, рассматриваемые с точки зрения гипотезы «snowball» как следы непрерывных тотальных оледенений.

Между тем, «hard snowball» предполагает почти полное прекращение кругооборота влаги на Земле и, следовательно, прекращение питания

² Такое состояние Земли обычно именуют как «hard snowball», иногда как «пангляциальное» [Hoffman, 2009]. Гораздо правильнее и яснее называть его тотальным оледенением [Чумаков, 2008].

осадками ледников, их минимальное движение, а тем более существование межледниковий. Сторонники «hard snowball» объясняют сложное строение перечисленных разрезов тем, что сохранившиеся ледниковые отложения представляют собой отложения лишь последнего отступавшего неустойчивого и осциллирующего ледника. Предыдущие более древние ледниковые отложения были, по их мнению, полностью эродированы ледниками «hard snowball».

Такое объяснение не выдерживает критики при анализе ледниковых разрезов всех других возрастов. На платформах в прогибах и в западинах рельефа сохраняются, хотя и не полностью, разрезы большинства первых стадий позднекайнозойских и палеозойских оледенений. Почти полностью они сохраняются на шельфах. Таким образом, нет никаких оснований говорить о полном и повсеместном уничтожении эрозией отложений ранних стадий оледенений в случае оледенений Марино и Стерт и о непрерывности оледенений «hard snowball». На многих ледниковых шельфах фиксируется чередование в разрезе проксимальных и дистальных ледниковых отложений, что явно указывает на существенные осцилляции края ледников. Примерами разрезов венда, в которых наблюдаются такие осцилляции, служит большепатомская свита [Чумаков, Красильников, 1991]. О наличии значительных наступлений и отступлений вендских ледников свидетельствуют ледниковые мостовые в толщах тиллитов, а о сезонных колебаниях, сопровождавшихся таянием и замерзанием грунтов, можно судить по мерзлотным клиньям, которые неоднократно были описаны в позднедокембрийских ледниковых разрезах [Чумаков, 1968; Williams, 1986]. В разрезе свиты Уилсонбреен на Шпицбергене среди тиллитов повсеместно сохранилась пачка бассейновых отложений, которая свидетельствует о межледниковье.

Об отсутствии сплошного ледникового покрова во время оледенений Марино и Стерт в Южной Австралии свидетельствует существование здесь в это время открытых бассейнов и следов мощного айсбергового разноса [Williams et al., 2008, 2011 и др.]. Как упоминалось в главе 4, сложное строение разрезов оледенений Марино и Стерт указывает также на крупные осцилляции ледников в это время [Preiss, 1987, 2000; Williams et al., 2008, 2011]. Данное заключение особенно важно, поскольку относится к типовым разрезам оледенения «hard snowball». Сходная ситуация описана и в ряде других регионов мира. Выводы о чередовании во время гляциопериодов ледниковых и безледниковых обстановок подкрепляются геохимическими данными, свидетельствующими о том, что межледниковые отложения формировались за счет источников сноса более выветрелых, чем ледниковые отложения [Rieu et al., 2007].

Присутствие кэп доломитов рассматривается как один из важнейших аргументов существования тотальных оледенений. Однако кэп доломиты завершают не только те оледенения, которые считаются тотальными, но сопровождают отложения всех шести неопротерозойских оледенений, описанных в главе 4. Имеются доказательства того, что целый ряд кэп доломитов является отложениями перигляциальных бассейнов и эоловых

обстановок [Покровский и др., 2010; Retallack, 2011] и не являются следами единого глобального события.

Значительные сомнения относительно гипотезы «hard snowball» связаны с палеонтологическими данными. Не только прокариоты (бактерии и цианобионты), но и значительно более сложные и чувствительные к низким температурам эукариотные и некоторые многоклеточные организмы пережили оба «hard snowball Earth». Палеонтологические данные указывают на непрерывное существование и прогрессивное развитие фитопланктона в позднем рифее и венде и, следовательно, на возможность фотосинтеза и благоприятные условия развития биоты в то время [Fedonkin, 2009].

Имеются и прямые указания на это. В частности, непосредственно в ледниковых отложениях позднего докембрия отмечались находки микрофоссилий и высокомолекулярных биомаркеров. В Калифорнии, в отложениях ледниковой свиты Кингстон Пик, обнаружены микрофоссилии даже более разнообразные, чем в доледниковых отложениях [Corsetti et al., 2006]. В Южной Америке в черных сланцах позднего рифея, связанных с ледниковыми отложениями и содержащих до 3% органического карбона, обнаружены биомаркеры, которые указывают на существование сложной и продуктивной микробиоты. Она состояла из фототрофных бактерий и эукариот [Olcott et al., 2005]. Сходные находки сделаны в вендской ледниковой свите Наньто Южного Китая [Li et al., 2006].

Известно, что на подошве современных горных ледников [Lanoil et al., 2003], антарктических морских льдов и некоторых шельфовых ледников может существовать своеобразная подледная биота фототрофных и других микроорганизмов (диатомовые, фораминиферы и др.), а также макроорганизмов (полихеты, криль и др. [Brierley et al., 2002]). В снегу и лужах на поверхности ледников и льдов тоже способны обитать цианобактерии [Vincent et al., 2004]. Ссылаясь на подобные факты, сторонники «snowball Earth» считают, что подошва льдов, ледниковые трещины и польньи могли, наряду с гидротермальными источниками, служить рефугиумами для организмов во время тотальных оледенений [Hoffman, Schrag, 2002].

Нужно, однако, помнить, что подледная и надледная биоты нуждаются в жидкой воде и развиваются в краевой зоне зрелых (многократно промерзавших и поэтому прозрачных) морских льдов небольшой мощности. Отсюда следует, что во время позднедокембрийских оледенений океан или не покрывался мощными льдами полностью, как того требует гипотеза «hard snowball Earth», или лед был достаточно тонким и промерзал неоднократно, что противоречит существованию непрерывного ледникового «hard snowball Earth». Конечно, некоторые рифугиумы могли помочь отдельным таксонам пережить длительные оледенения в анабиозе, но вряд ли они были благоприятны для мощной прогрессивной эволюции, характерной для обитателей неопротерозоя и особенно венда.

Сомнения относительно тотальных оледенений в позднем докембрии усиливаются при знакомстве с рядом данных по математическому моделированию климата [Hyde et al., 2000; Chandler, Sohl, 2000; Poulsen et al.,

2002; Poulsen, 2003]. Так, использование соединенной атмосферно-океанической «Общей климатической модели» (FOAM) показывает, что при наличии океанического теплопереноса тотальное оледенение Земли физически невозможно и что даже зимой океаны не могли устойчиво покрываться льдом между широтами около $\pm 45^\circ$ и скорее всего не замерзали между широтами $\pm 20^\circ$ [Hyde et al., 2000].

Согласно гипотезе «snowball Earth» [Hoffman, Shrag, 2002], после достижения растущими ледниковыми покровами критических широт ($25\text{--}30^\circ$), тотальное оледенение Земли становится неизбежным и осуществляется стремительно вследствие положительной обратной связи ледникового покрова с альбедо планеты (эффект «runaway ice-albedo feedback»).

Математическое моделирование на основе климатической модели FOAM показывает, что при наличии океанов этот эффект не возникает [Poulsen, 2003]. С учетом всех факторов, способствующих похолоданию, можно сделать вывод, что снежный покров и льды могли покрывать как максимум 68% поверхности Земли [Chandler, Sohl, 2000].

Все перечисленные выше модели допускают, что и без «hard snowball Earth» в низких широтах на возвышенностях могли формироваться горные ледники, которые спускались до уровня открытого моря. В литературе такой тип оледенения Земли получил, в противовес «hard snowball Earth», название «slushball Earth» (Земля — мокрый снежок) или «soft snowball Earth». Эти модели представляются наиболее реальными и могут объяснить как образование и осцилляции ледников в низких широтах, так и непрерывное развитие фитопланктона.

Однако, по мнению сторонников «hard snowball Earth», данные модели не объясняют происхождения «кэп карбонатов»³. Для объяснения развития фитопланктона на основе соединенной балансово-энергетической/ледниково-морской модели климата ими недавно была предложена новая климатическая модель зрелого «тонкого и прозрачного экваториального льда», которая, с одной стороны, сохраняет основные черты гипотезы «snowball Earth», а с другой — устраняет недостатки предыдущих ее математических моделей, допуская развитие фитопланктона в приэкваториальных широтах [Pollard, Kasting, 2005]. Следует напомнить, однако, что прозрачный зрелый морской лед возникает только в результате неоднократного сезонного подтаивания и замерзания, т.е. тоже вследствие систематических сезонных колебаний, которые не допускаются гипотезой «hard snowball Earth».

С помощью математического моделирования (FOAM и GENESIS) было оценено также влияние на климат широтного расположения континентов в позднем докембрии [Poulsen et al., 2002] и палеозое [Lowry et al., 2014]. Вопреки концепции «snowball Earth» оказалось, что концентрация континентов в низких широтах слабо влияет на изменения температуры Земли и на появление морских льдов в высоких широтах. К заметно боль-

³ О вероятности перигляциального происхождения «кэп карбонатов» упоминалось выше.

шему распространению льдов и охлаждению океанов приводит концентрация континентов в средних и высоких широтах.

Таким образом, гипотеза «slushball Earth» обходит многие трудности, связанные с «hard snowball Earth». Она более естественным путем объясняет более широкое развитие оледенений на Земле в неопротерозое, и поэтому представляется более приемлемой, чем гипотеза тотальных оледенений при изучении стратиграфии неопротерозоя и проведении стратиграфических корреляций ледниковых горизонтов.

Помимо гипотезы тотального оледенения и «slushball Earth», было выдвинуто несколько альтернативных гипотез, объясняющих присутствие ледниковых отложений в низких неопротерозойских широтах (обзор см.: [Чумаков, 2008]), однако все они имеют или слабое фактическое или даже фантастическое обоснование.

Гляциоэры и психросфера

На примере становления антарктической гляциоэры и истории ее оледенений (см. рис. 18) видно, что возникновение этой гляциоэры сопровождалось быстрым образованием и затем поступательным охлаждением психросферы. Непрерывность существования психросферы, ступенчатый тренд ее похолодания в течение всей антарктической гляциоэры очевидны из кривых $\delta^{18}\text{O}$, полученных по раковинам бентосных организмов из северной и южной частей океанов (см. рис. 18). Поэтому можно заключить, что на протяжении всего времени существования этой и, видимо, других гляциоэр на Земле сохранялись и флуктуировали полярные ледниковые или ледовые шапки. Об этом свидетельствуют также модальные кривые изменения температуры придонных вод Антарктиды [De Boer et al., 2010]. Интересно отметить, что среднемиоценовый и плиоценовый оптимумы, фиксируемые в верхних слоях гидросферы и на суше, совпадали со ступенями похолодания на температурной кривой (точнее кривой $\delta^{18}\text{O}$) психросферы (см. рис. 18). Данные оптимумы очень слабо выражены и на модельных температурных кривых придонных вод Антарктиды [De Boer et al., 2010]. Это дает основание предполагать, что чередование гляцио- и термопериодов связано с процессами, происходящими в более поверхностных, чем психросфере, частях биосферы (верхних слоях океана, атмосфере, на суше).

Возможные причины оледенений

Причины крупных изменений климата, и в том числе причины оледенений, являются предметом многочисленных конкурирующих и порой взаимоисключающих друг друга гипотез. В середине прошлого века М.Шварцбах насчитал по меньшей мере 70 гипотез о причинах оледене-

ний. К настоящему моменту число таких гипотез возросло в несколько раз. В этих гипотезах в качестве основных причин привлекается широкий спектр процессов, от межгалактических до микробиотических. При таком размахе идей и количестве гипотез невозможно подробно рассмотреть проблему происхождения оледенений в одной работе, тем более в данной работе, посвященной истории оледенений, их стратиграфическому значению и роли в биосфере. Поэтому кратко остановимся только на некоторых гипотезах, которые основаны на геологических данных и в той или иной степени связаны с оценкой стратиграфического значения оледенений.

Не вызывает сомнений, что причины и роль оледенений могли изменяться в процессе эволюции Земли и ее биосферы, поэтому сначала кратко рассмотрим динамику ледниковых событий целом. Трудности, связанные с датированием докембрийских событий и реконструкциями докембрийской палеогеографии, сильно осложняют изучение докембрийских оледенений. Тем не менее сохранившиеся следы оледенений позволяют судить об общей направленности климатических изменений на Земле за последние 3 млрд лет. Отчетливо устанавливается увеличение частоты оледенений со временем (см. рис. 19). Как было показано ранее, столь неравномерное распределение оледенений не может быть результатом лишь недостаточной изученности древних отложений (см. главу 3).

Увеличение частоты оледенений свидетельствует о медленном глобальном похолодании поверхности нашей планеты. В позднем архее и в начале раннего протерозоя (2400–2200 млн лет назад) фиксируется четыре или шесть ледниковых периода. Предполагается, что их причиной явились распространение фитотрофных организмов и связанная с этим оксигенизация первичной атмосферы Земли, приведшая к окислению парниковых газов, и в первую очередь метана.

Затем, как полагают некоторые исследователи, в результате повышенного выделения парниковых газов (CH_4 и CO_2) из насыщенного органическим веществом океана тепловой баланс Земли увеличился и надолго стабилизировался [Pavlov et al., 2003]. Наступила «великая ледниковая пауза» длившаяся около 1400 млн лет.

За ней, во второй половине позднего рифея (криогения), в венде и фанерозое оледенения возобновились. В этом возрастном интервале фиксируется 14 ледниковых периодов. Начиная с позднего рифея до настоящего времени оледенения стали происходить на Земле достаточно регулярно. Одновременно увеличились их масштабы. Во время своих максимумов они охватывали большие территории, сразу четыре-пять современных континентов, распространяясь порой до широты 40–30°. В криогении, как уже отмечалось выше, ледники, видимо, проникали и в низкие широты. Усложнилась структура ледниковых периодов, что выражалось в многократности ледниковых эпох и подчиненных им более мелких ледниковых событий.

Таким образом, общий рост числа оледенений на Земле на протяжении 3 млрд лет явно свидетельствует о глобальном похолодании поверхности нашей планеты. Оно, по нашему мнению, сопряжено с постепен-

ным остыванием мантии, связанным с этим ослаблением мантийно-плюмбового вулканизма и ростом известково-щелочного эксплозивного вулканизма [Чумаков, 2005]. На этот главный климатический тренд медленно похолодания накладывались крупные флуктуации в виде гляциоэра, гляциопериодов и термоэра.

Именно на выяснение причин этих флуктуаций было направлено большинство гипотез, объясняющих происхождение оледенений. Долгое время считалось [Crowell, 1999; и др.], а некоторые исследователи считают до сих пор, что главной причиной оледенений был дрейф континентов в высокие широты.

Однако, судя по новейшим палеогеографическим реконструкциям [Scotese, 2000; и др.], в фанерозое неоднократно повторялась ситуация, когда континенты располагались на полюсах, но оледенений на Земле не возникало. Например, в конце силура и в раннем–среднем девоне на Южном полюсе размещались огромные массивы гондванской суши, но оледенений не было. Напротив, было весьма тепло. В высоких широтах в это время местами отлагались соли и карбонатные красноцветы.

Сходная ситуация была в мезозое. С триаса Антарктида находилась в высоких южных широтах. Тем не менее на протяжении всего мезозоя климат в Антарктиде был безледниковым, и на Земле в целом было весьма тепло. Еще более показательны случаи, когда при высокоширотном расположении континента на нем прекращались оледенения, существовавшие ранее. Примерами тому служат позднедевонское–раннетурнейское и пермское оледенения. Оба закончились в то время, когда южная часть Гондваны располагалась в высоких широтах или на полюсе [Чумаков, 2005].

Приведенные примеры позволяют сделать вывод о том, что перемещение континентов в высокие широты было недостаточно для возникновения оледенений и даже для поддержки уже существовавших оледенений. Следует в то же время иметь в виду, что высоко- и среднеширотные континенты служили субстратом для ледниковых покровов и были необходимы для их широкого развития. Кроме того, они в какой-то мере благоприятствовали возникновению оледенений, так как повышали альбедо Земли. Таким образом, факты показывают, что высокоширотное положение континентов можно рассматривать как необходимое и способствующее, хотя и недостаточное условие для возникновения континентальных ледниковых покровов. Причину периодичности оледенений высокоширотное положение континентов объяснить не может.

Существует мнение, противоположное тому, которое рассмотрено в предыдущем параграфе. Поскольку содержание CO_2 в атмосфере регулируется интенсивностью силикатного выветривания и масштабами континентального стока углерода, а темпы этих процессов задаются температурой, некоторые исследователи [Hoffman, Schrag, 2002; и др.] сделали вывод о том, что экваториальное расположение всех континентов при низком уровне океана вызывает оледенение. Предполагается, что такое расположение суши, обеспечивая высокую температуру и влажность, богатую растительность и быстрое выветривание, обуславливает большой

континентальный сток и быстрое захоронение $C_{\text{кар}}$ и $C_{\text{орг}}$ в осадках. К тому же скопление континентов в низких широтах содействует глобальному похолоданию, увеличивая альбедо пояса, который получает наибольшее количество солнечного тепла.

Представленные для подтверждения этой гипотезы идеальные модели основаны на многочисленных допущениях, а приводимые в их поддержку геологические примеры не вполне соответствуют реально существовавшим геологическим ситуациям. Хотя представления о повышенном континентальном стоке CO_2 при экваториальном расположении континентов кажутся справедливыми для некоторых интервалов прошлого, мнение о том, что такая палеогеография может вызвать оледенения, плохо согласуется с фактами геологической истории. Причину периодичности оледенений низкоширотное положение континентов тоже не объясняет.

Неоднократно высказывалось мнение о том, что причиной оледенений было возникновение суперконтинентов. Этому предположению противоречит пример оледенений Пангеи. Во-первых, позднепалеозойское оледенение началось на ней в конце девона и в раннем карбоне, т.е. до того, как образовалась Пангея. Во-вторых, Пангея существовала значительно дольше, чем позднепалеозойское оледенение. Судя по многим реконструкциям, Пангея образовалась вблизи границы раннего и среднего карбона, а распад Пангеи начался лишь в конце ранней юры, на 65 млн лет позже конца оледенения. Таким образом, Пангея просуществовала в 2 раза дольше верхнепалеозойского оледенения и в течение всей второй половины своей жизни характеризовалась весьма теплым безледниковым климатом.

Образование суперконтинентов, и особенно пангей, могло усилить оледенения, но в основном оно влияло на распределение атмосферных осадков, увеличивая аридность глобального климата за счет расширения аридных поясов во внутренних частях супер- и мегаконтинентов и в дождевой тени горных сооружений [Чумаков, 2005]. На температурных колебаниях, однако, это могло сказываться лишь косвенно, через увеличение альбедо и снижение теплопереноса парами воды, что вело к некоторому похолоданию. В то же время аридизация супер- и мегаконтинентов приводила к снижению континентального стока и к увеличению CO_2 в атмосфере, что должно было бы частично компенсировать это похолодание.

Распространено мнение, что оледенения вызываются крупными глобальными регрессиями, а потепления — такими же трансгрессиями. Нет сомнений, что регрессии и трансгрессии соответственно понижают или повышают тепловой баланс земной поверхности за счет изменения ее альбедо. Однако факты геологической истории свидетельствуют о том, что колебания уровня моря не были ведущим фактором в важнейших климатических колебаниях. Даже крупнейшая в фанерозое регрессия, произошедшая в конце перми — начале триаса, не привела к оледенению. Напротив, с ней совпадает очень сильное потепление, которое привело к смене позднепалеозойского ледникового периода безледниковым мезозойским [Чумаков, 2005]. Крупные регрессии в первой половине девона и вблизи границы триаса и юры тоже не сопровождалась оледенениями. Таким образом, можно

заключить, что, хотя эвстатические колебания уровня моря влияли на климат, они не имели решающего значения при возникновении сверхдлинных климатических колебаний, а также для возникновения и прекращения оледенений, хотя, очевидно, могли усиливать или ослаблять их.

Большая роль в крупных климатических изменениях часто отводится океаническим течениям. Система океанических течений, как известно, определялась конфигурацией и широтным положением континентов и океанов, морей и проливов. Во всех примерах из геологической истории, приведенных в предыдущих разделах и касающихся начала и конца ледниковых периодов, расположение континентов существенно не менялось. Это особенно ярко видно на примере раннепермского оледенения, деградация которого произошла в результате нескольких очень кратковременных отступлений, при весьма сходной конфигурации континентов и проливов. Скорость отступлений существенно превышала скорость движения тектонических плит и географических перестроек. Конфигурация континентов оставалась сходной также во время возникновения и прекращения оледенений в позднем девоне и раннем карбоне [Scotese, 2000].

Проливам тоже нередко придается большое климатическое значение. В частности, высказывалась идея о том, что ледниковый климат на Земле возникает при закрытии низкоширотных проливов, подавлении циркум-экваториальной океанической циркуляции и перемещении некоторых континентов в высокие широты, а безледниковый климат возникает при преобладающей циркум-экваториальной океанической циркуляции. Анализ климатической роли широтного положения континентов, проведенный выше, показал, однако, что широтное положение не было решающим при возникновении и завершении оледенений. Открытие и закрытие проливов или бассейнов, соединяющих океаны, имело большое, но в основном региональное климатическое значение [Чумаков, 2005]. Об этом свидетельствует отсутствие оледенений в середине венда, в среднем ордовике, триасе, ранней юре, когда не было низкоширотных циркум-экваториальных проливов.

Широко распространено мнение о том, что оледенения связаны с рифтами и были инициированы ледниками, возникавшими на горных плечах рифтов [Eyles, Januszczak, 2004; Eyles, 2008 и др.]. Поскольку, по представлениям этих авторов, рифты, разделявшие континентальные массы, продвигались постепенно (как молнии на застезках), то и связанные с ними оледенения были разновозрастными. С точки зрения этих авторов, трудно объяснить происхождение огромных ледниковых покровов на нескольких платформах одновременно. Часто отмечаемая приуроченность ледниковых отложений к рифтогенным структурам имеет не генетическую природу, а является следствием того, что рифтовые впадины представляют собой пространство для отложения массы ледниковых осадков и последующего сохранения их от размыва.

Весьма популярны гипотезы, так или иначе связывающие оледенения с тектогенезом и горообразованием. Считается, что возникновение крупных горных областей и высоких плато снижает среднюю температуру

земной поверхности, увеличивает облачность и вулканизм. Это может привести к зарождению обширных горных ледников, которые в результате действия обратных положительных связей превращаются затем в покровные оледенения. Нередко в рамках орогенической гипотезы проводились прямые корреляции между оледенениями и главными тектоническими или орогеническими циклами: лапландские (ранневендские, варангерские) оледенения связывались с панафриканским орогенезом, раннепалеозойские оледенения — с каледонским орогенезом, позднепалеозойские оледенения — с герцинским орогенезом, а позднекайнозойские оледенения — с альпийским орогенезом.

В последние годы, с одной стороны, были существенно уточнены данные о возрасте и масштабах оледенений в фанерозое и в позднем докембрии, а с другой — получены полуколичественные и количественные оценки интенсивности тектонической активности на Земле в фанерозое [Хаин, Сеславинский, 1994; Добрецов, Чумаков, 2000; Чумаков, 2005]. Это дало возможность произвести корреляцию между оледенениями и тектоническими событиями значительно более детально, чем прежде.

Такие сопоставления показали, что, хотя ледниковые циклы по своей продолжительности были близки к главным тектоническим циклам, прямой корреляции между интенсивностью тектонической активности или горообразованием и оледенениями не было. Ледниковые циклы не совпадали с тектоническими циклами по фазе. Максимумы оледенений предшествовали максимальным, заключительным, фазам тектонических циклов и следующим за ними максимумам горообразования. Более того, во время максимальных фаз тектогенеза оледенения прекращались или начинали быстро деградировать. Подобная последовательность событий фиксируется в геологической истории трижды. Лапландский ледниковый период предшествовал заключительной фазе панафриканского цикла, позднеордовикский–раннесилурийский ледниковый период — главной, арденской, фазе каледонского цикла, а сама арденская фаза совпала с завершением этого оледенения. Максимум позднепалеозойского оледенения почти на 40 млн лет опережал максимальные заальскую и пфальцскую фазы герцинской складчатости. Эти фазы сопровождалась деградацией и завершением позднепалеозойского ледникового периода.

Вывод об отсутствии причинной связи между горообразованием и оледенениями подчеркивается и тем, что некоторые орогенные периоды и эпохи характеризовались весьма теплым климатом. Например, в течение ранне- и среднедевонского орогенного периода не было оледенений, а климат был необычайно теплым. Таким образом, главные фазы тектогенеза и горообразования сопровождалась прекращением или сокращением оледенений и поэтому правильнее считать их причинами деградации, а не причинами возникновения оледенений.

Намечается определенная корреляция между оледенениями и характером магматических событий. Ранне-, средне- и верхнепалеозойские, а также позднекайнозойские оледенения совпадали с максимумами надсубдукционного магматизма, с которым в основном и связан эксплозивный

вулканизм островных дуг и краевых вулканических поясов. Ослабление магматизма этого типа, напротив, коррелирует с безледниковыми интервалами. Такие совпадения позволяют думать, что усиление в середине тектонических циклов надсубдукционного вулканизма и в том числе эксплозивных извержений, образование стратосферных аэрозолей снижали прозрачность атмосферы и вызывали «вулканические зимы». Ослабление надсубдукционного вулканизма во время главных, завершающих, фаз складчатости и орогенеза вело к увеличению прозрачности атмосферы и потеплениям, которые усиливались дегазацией океанов.

Кроме того, сопровождавшие главные тектонические фазы метаморфизм и размыв осадочных толщ орогенов приводили к окислению рассеянного органического вещества и его скоплений, а интенсивное гранитообразование и региональный метаморфизм вызывали еще разложение карбонатов («дедоломитизацию» и «декарбонатизацию») в смешанных терригенно-карбонатных породах. Образовавшаяся такими путями CO_2 тоже поступала в атмосферу. Повышению содержания парниковых газов в атмосфере способствовало также одновременное усиление мантийно-плюмового магматизма, который обычно активизируется в противофазе к надсубдукционному магматизму [Добрецов, Чумаков, 2000]. Совместно все эти процессы приводили к существенным потеплениям и прекращению оледенений.

Из анализа климатической истории фанерозоя и, частично, неопротерозоя представляется наиболее вероятным заключение, что ледниковые и межледниковые периоды связаны с вулканическими, геодинамическими и геохимическими процессами. Периодические вспышки мантийно-плюмового вулканизма сопровождались повышением содержания парниковых газов в атмосфере и потеплением. Потепления вызывали усиленное поглощение CO_2 из атмосферы, во-первых, фототрофными организмами, с последующим захоронением углерода в богатых органикой осадках, а во-вторых, в результате выветривания силикатов и интенсивного осаждения карбонатных пород. Одновременно происходило повышение содержания O_2 в атмосфере и более полное окисление метана. В тех случаях, когда процессы, снижавшие содержание парниковых газов в атмосфере, совпадали с интенсивной субдукцией и со связанным с ней известково-щелочным эксплозивным вулканизмом, происходило, с одной стороны, дополнительное захоронение углерода в мантии, а с другой — проявлялся эксплозивный вулканизм, снижавший прозрачность атмосферы [Добрецов, Чумаков, 2000; Чумаков, 2005].

В результате всех этих процессов снижался тепловой баланс биосферы и происходили похолодания и оледенения. На эти главные климатические циклы, обусловленные геодинамическими процессами и характером вулканизма, накладывались климатические колебания, связанные с астрономическими циклами: орбитальными, изменениями угла наклона оси и прецессионными.

Глава 8

Роль оледенений в биосфере

Климат давно считался одним из двигателей эволюционных процессов. Отмечалось, в частности, что с термоэрами связаны рост биоразнообразия и относительная таксономическая стабильность биоты, а с оледенениями, наоборот, — вымирания и последующие обновления биот [Erwin, 2009; Walochnik et al., 2010]. Механизмы такого обновления, однако, подробно не рассматривались.

Анализ данных по ряду оледенений позволяет сделать более определенные выводы по этой проблеме. Многоступенчатая иерархия ледниковых событий (гляциоэры → гляциопериоды → гляциоэпохи → и более короткие осцилляции разной частоты) создавала во время каждой гляциоэры непрерывный ряд биосферных кризисов. Климатические процессы, отличаясь высокой скоростью и разной частотой, вызывали перестройки разного масштаба во всех подсистемах биосферы (рис. 21):

— в тропосфере оледенения обуславливали снижение температуры, сокращение влагопереноса, перестройку и усиление систем циркуляции;

— в гидросфере ледниковые эпизоды вызывали образования ледников и многолетних ледовых покровов, крупные колебания уровня и температуры моря, что вело к возникновению психросферы, температурному геохимическому и газовому расслоению водных масс и изменению системы циркуляции в океане;

— на континентах во время оледенений происходили осушение шельфов и эпиконтинентальных бассейнов, смещения и модификации климатических, биогеографических и почвенных поясов, понижение базиса эрозии, усиление твердого и ослабление растворимого стока;

— в земной коре происходили неоднократные гляциоэвстатические и изостатические опускания и поднятия.

Экологические и биотические кризисы, связанные со всеми этими перестройками, приводили к миграциям или вымиранию части организмов, а также к стагнациям биоты, когда сохранялось лишь небольшое количество устойчивых к новым условиям родов, а возникновение новых родов в кризисных условиях затруднялось.

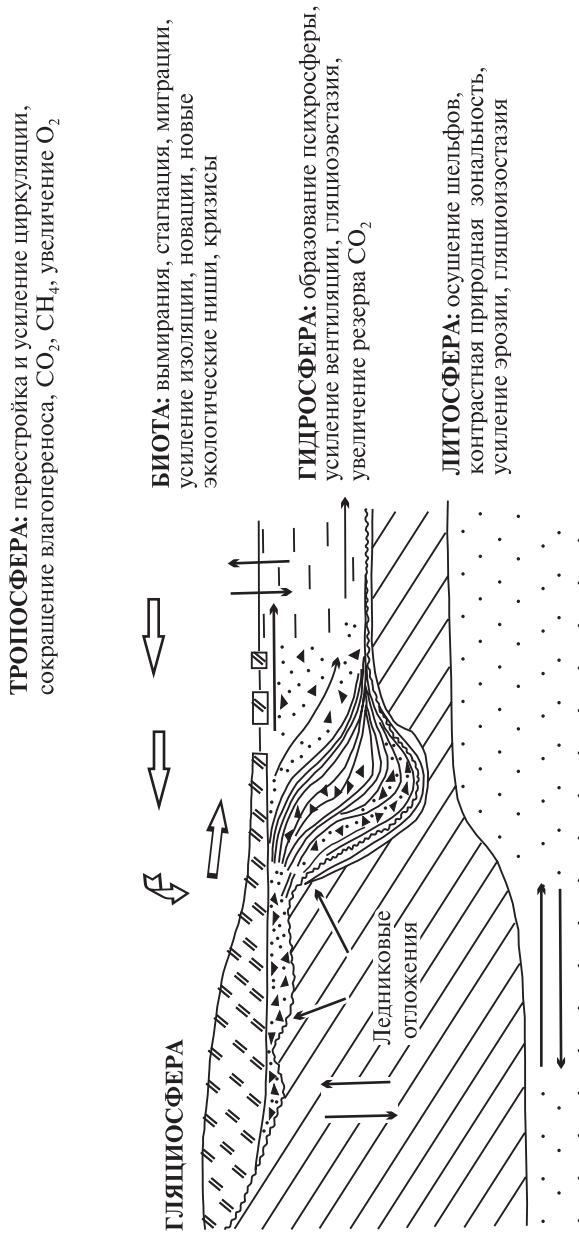


Рис. 21. Экологические кризисы, вызываемые оледенениями в подсистемах биосферы

В то же время освобождение значительной части старых и возникновение новых экологических ниш вело к диверсификации сохранившихся организмов. Непрерывный стресс на организмы во время каскада экологических кризисов вызывал в организмах гипермутации [Колчанов, Сулов, 2006] и возникновение новых форм, а затем отбор из них устойчивых организмов, т.е. возникновение бионоваций. Появление новых и диверсификация переживших кризисы форм, в свою очередь, вызывали необратимые биосферные перестройки, которые способствовали эволюционным процессам в биосфере в целом и в биоте — в частности. Таким образом, между абиотическими и биотическими процессами возникала положительная обратная связь, которая усиливала общий экологический кризис на Земле.

С гуронской гляциоэры началось широкое распространение цианобактерий и произошла первичная оксигенизация океана и атмосферы [Melezhik et al., 2013]. В течение раннего протерозоя и большей части рифея эволюционные процессы происходили главным образом на молекулярном и клеточном уровнях и завершились в позднем рифее массовой эукариотизацией биоты [Сергеев и др., 2007, 2010; Fedonkin, 2009]. Эукариотизация стала предпосылкой для бурных биосферных и биотических событий африканской гляциоэры.

Африканская гляциоэра вследствие многократного повторения оледенений разного масштаба и связанных с ними экологических кризисов характеризовалась целым рядом эволюционных импульсов, которые ускоряли биологическую эволюцию в целом. В результате серии оледенений во время этой гляциоэры произошло формирование новой фанерозойской биоты и фанерозойской биосферы Земли. Редкие остатки аннелидоморф и панцирных амёб появлялись в разрезе верхнерифейских отложений после первых трех неопротерозойских оледенений. В отложениях, покрывающих вендские тиллиты Нантоу (стратиграфический аналог тиллитов Марино), найдены первые макроскопические водоросли, биомаркеры губок и, возможно, эмбрионы многоклеточных животных.

После оледенения Гаскье произошел расцвет вендских многоклеточных организмов. Появились многочисленные крупные акантоморфные акритархи, разнообразные многоклеточные водоросли (вендотениды, зохолинивые 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 названием мелкокораловинной фауны.

Таким образом, после каждого оледенения африканской гляциоэры отмечается возникновение с нарастающей скоростью новых групп организмов, расцвет некоторых ранее появившихся групп организмов и смена доминантных групп. В результате этих процессов в конце африканской гляциоэры на Земле и сформировалась биосфера фанерозойского типа. Кульминацией процесса ускорения стало необычайно быстрое развитие многоклеточных бесскелетных и особенно многоклеточных скелетных организмов в немакит-далдынском веке венда и в начале кембрия. Не случай-

но, момент резкого ускорения этих процессов, его экстремум, совпал с завершением последнего события африканской гляциоэры — байконурским гляцио периодом [Fedonkin, 2009]. Ускорение эволюции в течение африканской гляциоэры становится особенно заметным на фоне длительных эволюционных процессов, характеризовавших «великую ледниковую паузу».

Гондванская гляциоэра характеризовалась массовым завоеванием организмами новых огромных экологических пространств: пелагеали (граптолиты, эндоцератиты, актиноцератоиды и др.), суши (разнообразные растения и леса) и тропосферы (летающие насекомые).

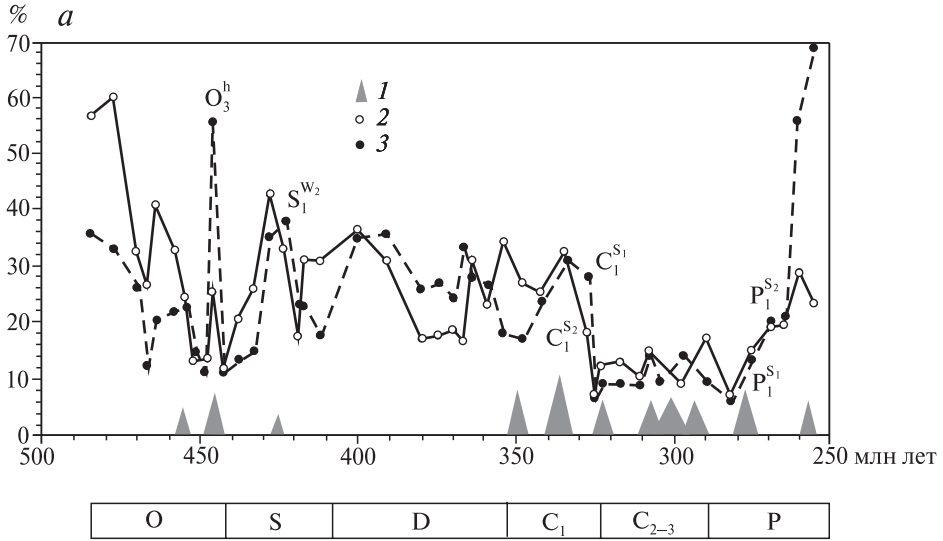


Рис. 22. Динамика разнообразия родов морских беспозвоночных в палеозое

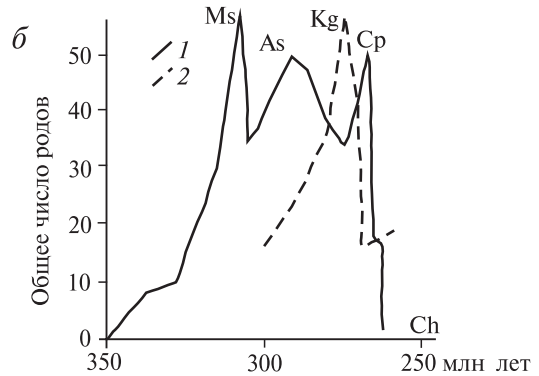
a — оледенения и динамика появления и вымирания родов морских беспозвоночных в палеозое (в % от числа родов на данный интервал времени) для соответствующих стратиграфических интервалов (по [Stanley, Powell, 2003], с добавлениями).

1 — оледенения; 2 — появление родов; 3 — их вымирание.

O_3^h — хирнантский век; $S_1^{w_2}$ — поздний венлок; $C_1^{s_1}$ — ранний серпуховский век; $C_1^{s_2}$ — поздний серпуховский век; $P_1^{s_1}$ — ранний сакмарский век; $P_1^{s_2}$ — поздний сакмарский век.

b — общая численность родов фузулиид [Левен, 2003] (1) и изменение численности родов гониатитов [Леонова, 1999] (2) по векам

Ms — московский, As — ассельский, Kg — кунгурский, Cp — кепитенский, Ch — чаньсиньский века



Позднеордовикское массовое вымирание не было внезапным, кратковременным и неординарным событием, как оно обычно представляется. Его подготовили предшествующие абиотические и биотические события. Детальный анализ данных по динамике родового разнообразия показывает, что после великой среднеордовикской диверсификации морской биоты вместе с первыми признаками катийских оледенений началось быстрое снижение родового разнообразия морской биоты (рис. 22). Оно отчетливо проявилось и на суммарных кривых разнообразия [Sepkoski, 1995], и в уменьшении разнообразия многих групп фауны [Paris, Webby, 2004]. Главный хирнантский кризис произошел после сильного скачкообразного снижения скорости вымирания старых родов и появления новых родов в катийском веке, т.е. после процесса, который следует определить как *биотическую стагнацию*¹. Скорости и возникновения, и вымирания родов морских беспозвоночных одновременно снизились в это время до 12–15% [Stanley, Powell, 2003; Vambach et al., 2004]. Эти величины вдвое меньше средних скоростей этих процессов в раннем палеозое. Таким образом, перед массовым вымиранием эволюционные процессы на родовом уровне сильно замедлились и биота в это время обновлялась в незначительной степени.

Совпадение стагнации с катийским оледенением наводит на мысль, что, помимо возможных биотических причин, ей существенно способствовало само оледенение и его последствия. Основными факторами при этом были регрессии, вызвавшие осушение шельфов и многочисленных эпиконтинентальных морей, остававшихся со среднего ордовика, быстрое похолодание на суше и в океане, формирование психросферы и температурное расслоение водных масс океана. Столь стремительные процессы создали совершенно новые и к тому же неблагоприятные обстановки как для планктонных, так и бентосных морских организмов. В результате похолодания снизились темпы химического выветривания на суше и сток биогенных элементов в моря. Все это, наряду с глубокой стагнацией, явно ослабило адаптивную способность биоты и подвело ее к массовому вымиранию. Непосредственным толчком к нему послужило великое хирнантское оледенение. Таким образом, можно полагать, что позднеордовикский кризис был и подготовлен, и спровоцирован климатическими событиями, а именно, серией ледниковых эпох.

С позднефаменским ледниковым эпизодом, как уже упоминалось, были связаны регрессия, биотическое и аноксическое событие Хангенберг. Оно сопровождалось сменой состава главных рифостроителей, вымиранием ряда пелагических и гемипелагических групп организмов: массовым вымиранием климениид (85% родов) и остракод (50%) и плакдер-

¹ На примере фораминифер сходные события в инде и аалене К.И. Кузнецова и О.А. Корчагин [2002] назвали *эволюционной паузой*. Пауза — это перерыв, которого в обоих данных случаях не было. В 2003 г. С.М. Стенли и М.Г. Пауэлл [Stanley, Powell, 2003] обозначили такую ситуацию как «*новое состояние глобальной морской экосистемы*». Нам представляется, что термин *биотическая стагнация* [Чумаков, 2006] более точно определяют суть подобных событий.

мовых рыб, а также падением разнообразия гониатитид [Walliser, 1995]. Позднефаменский ледниковый эпизод оказал большое влияние на растительный мир позднего девона: и на фитопланктон и на наземную растительность. На суше в это время почти исчезли характерные для верхнего девона леса, состоящие из мощных археоптерисов [McGhee, 2009].

Стагнации, аналогичные позднеордовикским, но более длительные, сопутствовали среднекарбовому и раннепермскому гляциопериодам (см. рис. 22 [Vambach et al., 2004]). С ледниковыми событиями карбона и перми хорошо коррелируют колебания видового разнообразия бентосных фораминифер и за пределами области оледенений [Davydov et al., 2012]. Несмотря на общее снижение биоразнообразия во время оледенений для разных групп организмов оно было очень разным. Более того, отдельные группы интенсивно диверсифицировали и, как уже упоминалось, появлялись существенные новации. Среди них одной из самых значительных было возникновение в виле фузулинид, появление и, особенно, расцвет которых совпал с позднепалеозойскими оледенениями [Левен, 2003]. Максимумы их разнообразия приходятся на максимумы 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.

Во время антарктической гляциоэры главными биотическими событиями 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 лет назад вида *Homo sapiens* [Gradstein et al., 2012].

На фоне оледенений эта бионовация изменила лик Земли и обусловила крупнейший биосферный кризис, как экологический, так и биотический. По самым умеренным оценкам, скорость вымирания позвоночных животных, например, возросла в настоящее время более чем в 100 раз по сравнению с фоновым вымиранием в прошлом [Seballos et al., 2015].

На основании примеров, приведенных выше, о роли оледенений в биосфере можно сделать следующий вывод. Оледенения сыграли большую роль в развитии биосферы и биоты Земли. Гляциоэры, представлявшие продолжительные серии ледниковых событий и экосистемных кризисов разного ранга, являлись критическими интервалами в истории биосферы, во время которых процессы эволюции ускорялись и происходило формирование биосфер и биот новых типов. Во время и после гуронской гляциоэры особенно широкое распространение получили цианобактерии, а в атмосфере появился первый кислород. В результате африканской гляциоэры сформировались биосфера и биота фанерозойского типа. В течение гондванской гляциоэры наземная биота и растения с животными полностью завоевали сушу. Конечно, не случайно и то, что формирование человечества произошло во время арктической гляциоэры.

Заключение

Рассмотренные в работе данные позволяют сделать следующие основные выводы.

Среди тиллитоподобных пород (диамиктов) можно выявить ледниковые отложения, используя приведенный во Введении комплекс прямых, типичных, формационных и косвенных признаков. За исключением прямых признаков, ни один из перечисленных признаков в отдельности не может быть достаточным. В то же время любой признак из приведенного комплекса может отсутствовать из-за фациального разнообразия ледниковых отложений. При плохой сохранности или обнаженности происхождения некоторых диамиктов установить не удастся.

Следы оледенений на Земле известны с позднего архея до наших дней. Оледенения распределялись во времени весьма неравномерно, образуя сложную иерархическую систему. Все известные сейчас оледенения приурочены к пяти крупным интервалам геологической истории, которые именуются ледниковыми эрами (гляциоэрами). Установлены следующие гляциоэры: позднеархейская каапвальская (2950–2900 млн лет), раннепротерозойская гуронская (2400–2200 млн лет), неопротерозойская африканская (750–540 млн лет), палеозойская гондванская (450–260 млн лет) и незавершенная антарктическая (34 млн лет — ныне). Каждая гляциоэра состояла из трех–шести дискретных ледниковых периодов, которые, в свою очередь, распадались на ледниковые эпохи и более мелкие ледниковые эпизоды, связанные с вариациями земной орбиты, наклона оси и прецессии. Частота оледенений со временем возрастала и, видимо, была наибольшей в верхнем палеозое.

Продолжительность датированных гляциоэр составляла около 200 млн лет. Гляциоэры имели сходство не только по своей продолжительности и иерархической структуре, но и по своей динамике. Они обычно начинались с кратковременных региональных оледенений, которые, увеличиваясь в масштабах и интенсивности, достигали максимальных межконтинентальных масштабов во второй половине гляциоэры, а затем быстро деградировали. В то же время между докембрийскими и фанерозойскими оледенениями отмечаются определенные различия: во-первых, отдельные докембрийские оледенения имели существенно более широкое рас-

пространение, чем фанерозойские; во-вторых, с докембрийскими и фанерозойскими оледенениями были связаны противоположные по знаку аномалии $\delta^{13}\text{C}_{\text{крб}}$ (отрицательные в докембрии и положительные в фанерозое). Наконец, многие неопротерозойские оледенения завершались отложением характерных пачек венчающих карбонатов («кэп доломитов»). Эти различия докембрийских и фанерозойских оледенений весьма существенны для проведения стратиграфических корреляций. Выявление причин таких различий представляется важной задачей дальнейших исследований.

Причины оледенений и иерархической структуры ледниковых событий в настоящее время являются предметом многочисленных гипотез и дискуссий. Главную роль при возникновении крупных климатических колебаний, и в том числе гляциоэра, играли, по-видимому, геодинамические процессы и характер вулканизма. Судя по фанерозою, пики мантийно-плюмового вулканизма совпадали с повышением содержания парниковых газов в атмосфере и потеплением. Вероятно, оледенения были следствием длительного падения содержания парниковых газов после периодов потеплений (в результате интенсивного захоронения в осадках органического и карбонатного углерода) и совпадения этих парниковых минимумов с интервалами интенсивной субдукции и эксплозивного вулканизма. При такой субдукции захоронялись дополнительные количества углерода в мантии, а сопровождающий субдукцию эксплозивный вулканизм снижал прозрачность атмосферы и поступление солнечной энергии на Землю.

Следы древних оледенений могут использоваться в комплексе с другими стратиграфическими методами как для целей корреляции, так и для создания местных и межконтинентальных стратиграфических шкал. При этом необходимо выявлять место ледниковых эпизодов в иерархии оледенений и сопровождать корреляции комплексом новых биостратиграфических, хемотратиграфических и радиоизотопных методов.

Гляциоэры, представлявшие продолжительные серии ледниковых событий и связанных с ними экосистемных кризисов разного ранга, являлись критическими интервалами в истории биосферы, во время которых ускорялись процессы эволюции и формировались биосферы и биоты новых типов.

Литература

- Ахмедов А.М., Травин Л.В., Тихомирова М.Н.* Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональные корреляции // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 84–97.
- Ахметьев М.А.* Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек в фанерозое // Современные проблемы геологии / Ред. Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской. М.: Наука, 2004. С. 463–492. (Тр. ГИН РАН; Вып. 565.)
- Бережная Н.Г., Бибикина Е.В., Сочава А.В., Кирнозова К.И., Макаров В.И., Богомолов Е.С.* Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии Кадаро-Удоканского прогиба // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 5. С. 1209–1212.
- Борисов Б.А.* О дальнейшем усовершенствовании общей шкалы квартера для детализации карт четвертичных отложений, входящих в комплекты Госгеолкарты РФ // Общая стратиграфическая шкала России: Состояние и перспективы обустройства / Ред. М.А. Федонкин. М.: ГИН РАН, 2013. С. 365–375. (Материалы Всерос. конф. 23–25 мая 2013 г.)
- Буякайте М.И., Кузьмичев А.Б., Соколов Д.Д.* 718 млн лет — Rb-Sr эрокона сархойской серии Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 1. С. 150–154.
- Бяков А.С., Ведерников И.Л.* Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Уряхского антиклинория. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР: СВПГО, 1990. 69 с.
- Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И.* Литологические и геохимические особенности пород раучуанской свиты (верхняя юра) Западная Чукотка // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89, вып. 1. С. 59–79.
- Вахрамеев В.А.* Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Первые находки органостенных микрофоссилий в верхнем докембрии Боксон-Сархойского прогиба (Восточный Саян) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 4. С. 27–32.

- Величко А.А., Морозова Т.Д., Писарева В.В., Фаустова М.А. Хроностратиграфические подразделения четвертичной системы по материалам исследований ледниковых и перегляциальных областей Восточно-Европейской равнины // Общая стратиграфическая шкала России: Состояние и перспективы обустройства / Ред. М.А. Федонкин. М.: ГИН РАН, 2013. С. 379–381. (Материалы Всерос. конф. 23–25 мая 2013 г.)
- Ветрин В.Р., Туркин О.М., Родионова Н.В. U-Pb возраст и условия формирования гранитоидов южного обрамления Печенгской структуры (Балтийский щит) // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 6. С. 806–810.
- Волин А.В. Брекчии скольжения и тиллиты в связи с проблемой оледенений и перемещения полюсов: Материалы совещ. «Общие закономерности геологических явлений». Л.: ВСЕГЕИ, 1965. Вып. 1. С. 215–220.
- Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М. Новые находки нижневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста Патомского комплекса Средней Сибири // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 6. С. 782–787.
- Геверс Т.В., Безтс В. Додвайкские ледниковые периоды в Южной Африке: В 6 т. / Ред. В.В. Меннер. М.: Гостоптехиздат, 1940. С. 73–110. (Тр. 17-й сес. МГК; Т. 6: Союз Советских Социалистических Республик.)
- Гептнер А.Р., Покровский Б.Г., Садчикова Т.А., Сулержицкий Л.Д., Черняховский А.Г. Локальная карбонатизация осадков Белого моря (концепция микробиологического образования) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 5. С. 3–22.
- Гилярова М.А. Кора выветривания в конгломератах Ламмос Печенгского района // Вестн. ЛГУ. 1964. № 6. С. 22–30.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в Международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 15, № 4. С. 703–717.
- Добрецов Н.Л., Чумаков Н.М. Глобальные периодичности в эволюции литосферы и биосферы // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. С. 11–26.
- Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М.: Изд-во Иностран. лит., 1957. 490 с.
- Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 186 с.
- Ергалиев Г.Х. К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны // Изв. АН КазахССР. Сер. геол. 1965. № 6. С. 31–43.
- Жарков М.А. История палеозойского соленакопления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 15–41.
- Загородный В.Г. К вопросу о стратиграфии печенгской свиты // Вопросы геологии Кольского полуострова. М.;Л.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 84–88.

- Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов Т.М., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В. Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 353 с.
- Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, глендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах: Происхождение псевдоморфоз // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 125–140.
- Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 370 с.
- Колчанов Н.А., Суслов В.В. Кодирование и эволюция сложности биологической организации // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 60–96.
- Константин Э., Чинсами А., Викерс-Рич П., Рич Т.Х. Перигляциальные обстановки и полярные динозавры // Палеонтол. журн. 1999. № 2. С. 59–65.
- Королев В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 214 с.
- Котляков В.М., Алексеев В.Р., Волков Н.В., Втюрин Б.И., Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Лосев К.С., Цуриков В.Л., Дюнин А.К., Втюрина Е.А., Канаев Л.А., Перов В.Ф., Донченко Р.В. Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Кочнев Б.Б., Карлова Г.А. Новые данные по биостратиграфии немакитдалдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 5. С. 28–41.
- Красилов В.А. Меловой период: Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
- Крылов И.Н., Сергеев В.Н., Хераскова Т.Н. Находка кембрийских микрофоссилий в отложениях Байконурского синклиория // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 51–56.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. Sr- и С-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 6. С. 25–53.
- Кузнецова К.И., Корчагин О.А. Переломные рубежи и кризисы в развитии фораминифер в мезозое // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: В 2 т. М.: ООО «Связь-Принт», 2002. С. 157–158. (Материалы Всерос. науч. конф.; Т. 1: Тектоника, стратиграфия, литология.)
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: Раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
- Левен Э.Я. Динамика родового разнообразия и основные этапы эволюции фузулинид // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 3. С. 15–26.
- Левитан М.А., Лейченко Г.Г. История кайнозойского оледенения Антарктиды и седиментации в Южном океане // Литология и полез. ископаемые. 2014. № 2. С. 115–136.

- Лелешус В.Л. Оледенение Гондваны и распространение кораллов в ордовике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 5. С. 98–104.
- Леонов М.В., Рудько С.В. Находка вендских фоссилий в отложениях дальнетайгинской серии Патомского нагорья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20, № 5. С. 96–99.
- Леонова Т.Б. Об этапности развития и биогеографии пермских аммонитов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 6. С. 53–65.
- Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
- Марков К.К. Палеогеография: Историческое землеведение. М.: Изд-во географической литературы, 1951. 274 с.
- Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Кузнецов Н.Б., Крупенин М.Т., Федорова Н.М., Ипатьева И.С. Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала // Докл. РАН. 2013. Т. 449, № 3. С. 322–327.
- Морозов А.Ф., Хахаев Б.Н., Петров О.В., Горбачев В.И., Тарханов Г.В., Цветков Л.Д., Эринчек Ю.М., Ахмедов А.М., Крупенин В.А., Свешникова К.Ю. Толща каменных солей в разрезе палеопротерозоя Онежского прогиба Карелии (по данным Онежской параметрической скважины) // Докл. РАН. 2010. Т. 435, № 2. С. 230–233.
- Осокин П.В., Тыжинов А.В. Докембрийские тиллоиды Окинско-Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (Восточный Саян, Северо-Западная Монголия) // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 2. С. 162–176.
- Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 228 с.
- Покровский Б.Г. Граница протерозоя и палеозоя: изотопные аномалии в разрезах Сибирской платформы и глобальные изменения природной среды // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 376–392.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщ. 1: Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И. Геохимические особенности и проблемы генезиса нопротерозойских «венчающих доломитов» Патомского палеобассейна // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 644–651.
- Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 517–521.
- Постников А.А., Терлеев А.А. Стратиграфия неопротерозоя Алтае-Саянского складчатого региона // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 3. С. 295–309.

- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья: Актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР, 1961 г. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 60 с.
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Лепихина О.П., Корнилова А.Ю. U-Pb (SHRIMP-II) возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал) // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 3. С. 354–359.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 5. С. 3–29.
- Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Основные этапы развития докембрийского органического мира. Сообщ. 1: Архей и ранний протерозой // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 25–46.
- Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Воробьева Н.Г. Основные этапы развития докембрийского органического мира. Сообщ. 2: Поздний протерозой // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 6. С. 3–33.
- Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 4. С. 3–34.
- Соколов Б.С. Введение // Вендская система: Историко-биологическое и палеонтологическое обоснование: В 2 т. Т. 1: Палеонтология / Ред. Б.С. Соколов, А.Б. Ивановский. М.: Наука, 1985. Т. 1. С. 3–9.
- Степанов В.Н., Агапитов Е.Н., Гриценко А.М. Термогалиная стратификация вод Мирового океана / Ред. А.С. Монин. М.: Наука, 1984. 144 с.
- Судоргин А.А. Геология верхнедокембрийских вулканических комплексов восточной части срединного Тянь-Шаня (хребты Нарынтау, Джетымтау, Акшийрак-Восточный): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Фрунзе: Фрунзен. политех. ин-т, 1990. 20 с.
- Терлеев А.А., Задорожный В.М. Находка палеозойских фораминифер в «докембрии» Восточного Саяна (р. Сорхой) // Докл. РАН. 1996. Т. 351, № 3. С. 373–374.
- Тибилев И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки — современное состояние и проблемы / Ред. И.М. Бычков. М.: ГЕОС, 2001. 95 с.
- Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 576 с.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные ритмы в фанерозойской эндогенной активности Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 40–63.

- Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г. Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточного Саяна // Геотектоника. 1992. № 6. С. 18–36.
- Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якшин М.С., Пономарчук В.А. Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 4. С. 465–484.
- Чумаков Н.М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Виллюйской впадины и ее обрамления // Тектоника СССР. Т. 4. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 345–462.
- Чумаков Н.М. О характере позднедокембрийского оледенения Шпицбергена // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180, № 6. С. 1446–1449.
- Чумаков Н.М. Международный симпозиум по докембрийским ледниковым отложениям // Вестн. АН СССР. 1972. № 4. С. 101–102.
- Чумаков Н.М. Лапландское оледенение // Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974. С. 71–96. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 276.)
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды: Проблемы докембрийских оледенений. М.: Наука, 1978а. 202 с.
- Чумаков Н.М. К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978б. № 2. С. 35–48.
- Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 35–53.
- Чумаков Н.М. Оледенения в геологической истории // Климаты Земли в геологическом пространстве / Ред. А.А. Величко, А.Л. Чепалыга. М.: Наука, 1987. С. 44–69.
- Чумаков Н.М. Среднесибирский гляциогоризонт рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 21–34.
- Чумаков Н.М. Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на северо-востоке Азии? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 4/5. С. 130–150.
- Чумаков Н.М. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 3–15.
- Чумаков Н.М. О гальках и валунах, рассеянных в меловых отложениях Южной Англии // Литология и полез. ископаемые. 1998а. № 4. С. 355–370.
- Чумаков Н.М. Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Криволюкского грабена) // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998б. С. 138–153.
- Чумаков Н.М. Закономерности глобальных климатических изменений по геологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004а. Т. 12, № 2. С. 7–32.
- Чумаков Н.М. Климатическая зональность и климат мелового периода // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004б. С. 105–123. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550.)
- Чумаков Н.М. Причины глобальных климатических изменений по геологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 3. С. 3–25.

- Чумаков Н.М. Раннепалеозойский ледниковый период и биосферные события позднего ордовика // Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек фанерозоя / Ред. М.А. Ахметьев, А.Б. Герман. М.: ГЕОС, 2006. С. 25–41. (Тр. ГИН РАН; Вып. 580.)
- Чумаков Н.М. Проблема тотальных оледенений Земли в позднем докембрии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 3–15.
- Чумаков Н.М. Поздневендский Байконурский ледниковый горизонт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 4. С. 23–31.
- Чумаков Н.М. Африканская ледниковая эра позднего протерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19, № 1. С. 3–23.
- Чумаков Н.М. Проблемы диагностики древних ледниковых отложений // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 2. С. 148–158.
- 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. Геол. корреляция. 2014. Т. 22, № 6. С. 109–112.
- Чумаков Н.М., Капитонов, Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В. Возраст верхней части патомского комплекса Средней Сибири: изотопные датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 18, № 2. С. 115–119.
- Чумаков Н.М., Красильников С.С. Литологические особенности рифейских тиллоидов Уринского поднятия (р. Лена, Иркутская область) // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 3. С. 58–78.
- Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележек В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 3. С. 379–383.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21, № 4. С. 26–51.
- Шабалин В.В. Строение и состав кембрийского ванадиеносного горизонта хребта Джетым-Тоо // Зап. Киргиз. отд. Всесоюз. минерал. о-ва. 1965. Вып. 5. С. 79–91.
- Шацлло А.В., Федюкин И.В. Палеомагнитные свидетельства неопротерозойского возраста пурпольской свиты Байкало-Патомского региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 248–249.
- Эшштейн О.Г. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 3. С. 112–127.
- Эшштейн О.Г. Климаты мезозоя–кайнозоя Северной Азии и ледово-морские отложения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 2. С. 49–61.
- Эшштейн О.Г. Верхнекайнозойские гляциальные шельфы — важнейшие элементы строения и развития континентальных окраин и вулканических плато // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2011. Т. 86, вып. 2. С. 76–96.

- Ahmad F.* Glaciation and Gondwanaland // *Rec. Geol. Surv. India.* 1960. Vol. 86, pt. 4. P. 367–674.
- Ahmad N.* Late Palaeozoic Talchir tillites of Peninsular India // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Records* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 326–330.
- Allen Ph.A., Leather J., Brasier M.D., Rieu R., McCarron M., Guerroue E.I., Etienne J.L., Cozzi A.* The Abu Mahara Group (Chubrah and Fiq Formations), Jabal Akhdar, Oman // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011a. № 36. P. 251–262.
- Allen Ph.A., Rieu R., Etienne J.L., Matter A., Cozzi A.* The Ayn Formation of the Mirbat Group, Dhofar, Oman // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011b. № 36. P. 239–250.
- Alley N.F., Frakes L.A.* First known Cretaceous glaciation: Livingston Tillite Member of the Cadna-owie Formation, South Australia // *Australian J. Earth Sci.* 2003. Vol. 50, № 2. P. 139–144.
- Alvarenga C.J.S., Boggiani P.C., Babinski M., Dardenne M.A., Figueiredo M.F., Dantas E.L., Uhlein A., Santos R.V., Sial A.N., Trompette R.* Glacially-influenced sedimentation of the Puga Formation, Cuiabá Group and Jacadig Group, and associated carbonates of the Araras and Corumbá Groups, Paraguay Belt, Brazil // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 487–498.
- Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Santos R.V., Brod E.R., Gioia S.M.C.L., Sial A.N., Dantas E.L., Ferreira V.P.* Isotope stratigraphy of Neoproterozoic capcarbonates in the Araras Group, Brazil // *Gondwana Res.* 2008. Vol. 13. P. 469–479.
- Alvarenga C.J.S., Trompette R.* Glacially influenced sedimentation in the Later Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. Vol. 92. P. 85–105.
- Amthor J.E., Grotzinger J.P., Schroder S., Bowring S.A., Ramezan, J., Martin M.W., Matter A.* Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian–Cambrian boundary in Oman // *Geology.* 2003. Vol. 31, № 5. P. 431–434.
- Armstrong H.A., Coe A.L.* Deep-sea sediments record the geophysics of the Late Ordovician glaciation // *J. Geol. Soc. London.* 1997. Vol. 154. P. 929–934.
- Arnaud E., Etienne J.L.* Recognition of glacial influence in Neoproterozoic successions // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem. 2011. № 36. P. 39–50.
- Arnaud E., Halverson G.P., Shields-Zhou G.* (Eds). *The geological record of Neoproterozoic Glaciations.* Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. 752 p.
- Ausich W.I., Deline B.* Macroevolutionary transition in crinoids following the Late Ordovician extinction event (Ordovician to Early Silurian) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2012. Vol. 361–362. P. 38–48.

- Azmy K., Kendall B., Creaser R.A., Heaman L., de Oliveira T.F.* Global correlation of the Vazante Group, Sao Francisco Basin, Brazil: Re-Os and U-Pb radiometric age constrains // *Precambrian Res.* 2008. Vol. 164, № 3/4. P. 160–172.
- Babinski M., Boggiani P.C., Fanning M., Simon C.M., Sial A.N.* U-Pb SHRIMP geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, southern Paraguay belt, Brazil // 6th South American Symposium on isotope geology April 13th to 17th 2008 / Eds E.Linares, N.Cabaleri, M.D. Do Campo, E.I. Ducós, H.O. Panarello. Argentina: San Carlos de Bariloche, 2008. Vol. 6. P. 102–106.
- Babinski M., Viera L.C., Trindade R.I.F.* Direct dating of the Sete Lagoas cap carbonate (Bambuí Group, Brazil) and implication for the Neoproterozoic glacial events // *Terra Nova.* 2007. Vol. 19, № 6. P. 401–406.
- Bambach R.K., Knoll A.H., Wang S.C.* Origination, extinction, and mass depletions of marine diversity // *Paleobiology.* 2004. Vol. 30, № 4. P. 522–542.
- Barnes Ch.R., Fortey R.A., Williams S.H.* The pattern of global Bio-Events during the Ordovician period // *Global Events and Event stratigraphy in Phanerozoic* / Ed. O.H. Walliser. Berlin: Springer, 1996. P. 139–172.
- Barrera E., Savin S.M.* Evolution of Late Campanian–Maastrichtian marine climates and oceans // *The Evolution of Cretaceous Ocean-Climate Systems* / Eds E.Barrera, C.Johnson // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 1999. Vol. 332. P. 245–282.
- Bekker A., Kaufman A.J., Karhu J.A., Beukes N.J., Swart Q.D., Coetzee L.L., Eriksson K.A.* Chemostratigraphy of the Paleoproterozoic Deutschland Formation, South Africa: Implications for Coupled Climate Change and carbon Cycling // *Amer. J. Sci.* 2001. Vol. 301, № 3. P. 261–285.
- Benn D.I., Evans D.J.A.* *Glaciers and Glaciation.* Ldn: Hodder, 1998. 734 p.
- Berry W.B.N.* Late Ordovician environmental changes in Carnic Alps and Central Nevada: comparative study // *Bull. Soc. Géol. France.* 2003. Vol. 174, № 3. P. 211–216.
- Beukes N.J., Cairncross B.* A lithostratigraphic-sedimentological reference profile for the Late Archean Mozaan Group, Pongola sequence: Application to sequence stratigraphy and correlation with the Witwatersrand Supergroup // *South Afr. J. Geol.* 1991. Vol. 94. P. 44–69.
- Birkenmajer K.J., Fedorowski J., Smulikowski W.* Igneous and fossiliferous sedimentary drift pebbles in the marine Tertiary of Torell Land, Spitsbergen // *Norsk Polarinst. Årbok.* 1972. P. 146–164.
- Borns H.W., Jr., Hall B.A., Ball H.W., Brooks H.K.* Maastricht tillite, Victoria Land, East Antarctica: reinvestigation continued // *Antarct. J. US.* 1972. Vol. 7, № 4. P. 106–107.
- Boulila S., Galbrun B., Miller K.G., Pekar S., Browning J.V., Leskar J., Wright J.D.* On the origin of Cenozoic and Mesozoic “third-order” eustatic sequences // *Earth Sci Rev.* 2011. Vol. 109, Iss. 3/4. P. 94–112.
- Boulton G.S., Deynoux M.* Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences // *Precambrian Res.* 1981. Vol. 15, Iss. 3/4. P. 397–422.

- Bowring S.A., Grotzinger J.P., Condon D.J., Ramezani J., Newall M., Allen P.A.* Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf Supergroup // *Am. J. Sci.* 2007. Vol. 307. P. 1097–1145.
- Bowring S., Myrow P., Landing E., Ramezani J., Grotzinger J.P.* Geochronological constraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of Metazoans // *Geophys. Res. Abstr.* 2003. Vol. 5. P. 13219.
- Brand U., Viezer J.* Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system — 1: Trace elements // *J. Sediment. Petrol.* 1980. Vol. 50, № 4. P. 1219–1236.
- Brasier M., McCarron G., Tucker R., Leather J., Allen Ph., Shields G.* New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubran glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman // *Geology.* 2000. Vol. 28, № 2. P. 175–178.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Carden G.A., Robertson D.B.R., Long D.G.F., Meidla T., Hints L., Anderson T.F.* Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period // *Geology.* 1994. Vol. 22, № 4. P. 295–298.
- Brenchley P.J., Marshall J.D., Underwood C.J.* Do all mass extinctions represent an ecological crisis? Evidence from the Late Ordovician // *Geol. J.* 2001. Vol. 36, № 3/4. P. 329–340.
- Brenchley P.J., Newall G.* A facies analysis of Upper Ordovician regressive sequences in the Oslo region, Norway: A record of glacio-eustatic changes // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1980. Vol. 31, № 1. P. 1–38.
- Brenchley P.J., Romano M., Young T.P., Storch P.* Hirnantian glaciomarine diamictites — evidence for the Spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas // *Advances in Ordovician Geology / Eds C.R. Barnes, S.H. Williams // Geol. Surv. Canad. Paper.* 1991. № 90-9. P. 325–336.
- 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 // *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2008. Vol. 268. P. 143–151.
- Brierley A.S., Fernandes P.G., Brandon M.A., Armstrong F., Millard N.W., McPhail S.D., Stevenson P., Pebody M., Perrett J., Squires M., Bone D.G., Griffiths G.* Antarctic krill under sea ice: Elevated abundance in a narrow band just south of ice edge // *Science.* 2002. Vol. 295. P. 1890–1894.
- Brooks C.E.P.* *Climate through the ages.* Ldn: Ernst Ben, 1926. 321 p.
- Busfield M.E., Le Heron D.P.* Sequencing the Sturtian Icehouse: Dynamic ice behavior in South Australia // *J. Geol. Soc. London.* 2014. Vol. 171, № 3. P. 443–456.
- Caby R.* Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: A synthesis // *J. Afr. Earth Sci.* 2003. Vol. 37. P. 133–159.
- Caby R., Fabre J.* Late Proterozoic to Early Palaeozoic diamictites/tillites and associated glaciogenic sediments in the Serie Pourpree of western Hoggar, Algeria // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland.* Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 140–145.

- Cahen L., Lèpersonne J.* Late Palaeozoic tillites of the Congo Basin // Earth's Pre-Pleistocene Glacial Records / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 45–47.
- Calver C.H., Crowley J.L., Wingate M.T.D., Evans D.A.D., Raub T.D., Schmitz M.D.* Globally synchronous Marinoan deglaciation indicated by U-Pb geochronology of the Cottons Breccia, Tasmania, Australia // *Geology*. 2013. Vol. 41, № 10. P. 1127–1130.
- Came R.E., Eiler J.M., Veizer J., Azmy K., Brand U., Weidman C.R.* Coupling of surface temperatures and atmospheric CO₂ concentrations during the Paleozoic era // *Natura*. 2007. Vol. 449. P. 198–201.
- Caputo M.V., de Melo J.H.C., Streef M., Isbell J.L.* Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 2008. Vol. 441. P. 161–173.
- Carto S., Eyles N.* The deep-marine glaciogenic Gaskiers Formation, Newfoundland, Canada // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011a. № 36. P. 467–473.
- Carto S., Eyles N.* The Squantum Member of the Boston Basin, Massachusetts, USA // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011b. № 36. P. 475–480.
- Catt J.A., Maslin M.A.* Human time scale // *The geologic time scale 2012* / Eds F.Gradstein, J.G. Ogg, M.Schmitz, G.Ogg. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 1011–1032.
- Ceballos G., Ehrlich P.R., Barnosky A.D., Garcia A., Pringle R.M., Palmer T.M.* Accelerated modern human-induced species losses: Entering the sixth mass extinction // *Science Advances*. 2015. Vol. 1, № 5. doi: 10.1126/sciadv.1400253
- Chandler M.A., Sohl L.E.* Climate forcing and the initiation of low-latitude ice sheets during the Neoproterozoic Varanger glacial interval // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105 P. 20 737–20 756. , doi:10.1029/2000JD900221
- Chen J., Zhang H., Xing Y., Ma G.* On the Upper Precambrian (Sinian Suberathem) in China // *Precambrian Res.* 1981. Vol. 15. P. 207–228.
- Chumakov N.M.* Continental ice sheets and Precambrian shields: Discussion // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84, № 5. P. 1839–1840.
- Chumakov N.M.* Upper Proterozoic glaciogenic rocks and their stratigraphic significance // *Precambrian Res.* 1981. Vol. 15, № 3/4. P. 373–396.
- Chumakov N.M.* The problems of old glaciations (Pre-Pleistocene glaciogeology in the USSR). Pennsylvania: Harwood Academic Publishers, 1992. 208 p.
- Chumakov N.M.* Glacial deposits of the Baykonur Formation // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 303–308.
- Chumakov N.M., Frakes L.A.* Mode of origin of dispersed clasts in Jurassic shales, southern part of the Yana–Kolyma fold belt, North East Asia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. Vol. 128. P. 77–85.

- Clarkson P.D.* Supposed Precambrian and Paleozoic tillites of Creator Antarctica // Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. P. 222–226.
- Coleman A.P.* Ice ages: Recent and ancient. Ldn: Macmillan and Co., 1926. 296 p.
- Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydlowska M., Vidal G., Claesson S.* Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of East Poland // J. Geol. Soc. London. 1995. Vol. 152. P. 599–611.
- Condon D.J., Zhu M., Bowring S., Wang W., Yang A., Jin Y.* U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China // Science. 2005. Vol. 308. P. 95–98.
- Condon M.A.* The geology of the Carnarvon Basin, Western Australia. Pt. 2: Permian stratigraphy // Geol. Austral. Bull. 1967. Vol. 77. 191 p.
- Copper P.* Reefs during the multiple crises towards the Ordovician-Silurian boundary: Anticosti Island, Eastern Canada, and worldwide // Canad. J. Earth Sci. 2001. Vol. 38, № 2. P. 153–171.
- Corkeron M.L.* Neoproterozoic glacial deposits of the Kimberly Region and northwestern Northern Territory, Australia // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 659–672.
- Cornell D.H., Schütte S.S., Eglinton B.L.* The Ongeluk basaltic andesite formation in Griqualand West, South Africa: Submarine alternation in a 2222 Ma Proterozoic sea // Precambrian Res. 1996. Vol. 79, Iss. 1/2. P. 101–123.
- Corsetti F.A., Olcott A.N., Bakermans C.* The biotic response to Neoproterozoic snowball Earth // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2006. Vol. 232, Iss. 2/4. P. 114–130.
- Crowell J.C.* Pre-Mesozoic ice ages: Their bearing on understanding the climate system. Boulder: Geol. Soc. America, 1999. Mem. 192. 106 p.
- Crowell J.C., Suarez-Soruco R., Rocha-Campos A.C.* The Silurian Cancaniri (Zapla) Formation of Bolivia, Argentina and Peru // Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981. P. 902–907.
- Currant A.* Pleistocene and the Ice Age // Encyclopedia of Geology / Eds R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer. Amsterdam: Elsevier, 2005. Vol. 5. P. 493–499.
- Dahlqvist P., Calner M.* Late Ordovician palaeoenographic changes as reflected in the Hirnantien-early Llandovery succession of Jämtland, Sweden // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2004. Vol. 210, № 2/4. P. 149–164.
- Davison S., Hambrey M.J.* Indications on glaciation at the base of the Proterozoic Stoer Group (Torridonian), NW Scotland // J. Geol. Soc. London. 1996. Vol. 153. P. 139–149.
- Davison S., Hambrey M.J.* Discussion on glaciation at the base of the Proterozoic Stoer Group (Torridonian), NW Scotland // J. Geol. Soc. London. 1997. Vol. 154. P. 1087–1088.

- Davydov V.I., Korn D., Schmitz M.D.* The Carboniferous Period // The Geologic Time Scale 2012 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 603–651.
- De Boer B., Van de Wal R.S.W., Bintanja R., Lourens L.J., Tuenter E.* Cenozoic global ice-volume and temperature simulation with 1-D ice-sheet models forced by benthic $\sigma^{18}\text{O}$ records // *Annals of glaciology*. 2010. Vol. 51, Iss. 55. P. 23–33.
- De Lurio J.L., Frakes L.A.* Gendonites as palaeoenvironmental tool: Implications for Early Cretaceous high latitudes climates in Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. Vol. 63, № 7/8. P. 1039–1048.
- De Paula-Santos G.M., Babinski M., Kuchenbecker M., Caetano-Filho S., Trindade R.I., Pedrosa-Soares A.C.* New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemotratigraphy // *Gondwana Res*. 2015. doi: 10.1016/j.gr.2014.07.012
- Deynoux M.* Terrestrial or waterlain glacial diamictites? Three case studies from the late Precambrian and Late Ordovician glacial drift in West Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1985. Vol. 51. P. 97–141.
- Deynoux M., Affaton P., Trompette R., Villeneuve M.* Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa // *J. Afr. Earth Sci.* 2006. Vol. 46, № 5. P. 397–426.
- Deynoux M., Ghienne J.F.* Late Ordovician glacial pavements revisited: A reappraisal of the origin of striated surfaces // *Terra Nova*. 2004. Vol. 16, Iss. 3. P. 95–101.
- Deynoux M., Trompette R.* Late Precambrian tillites of the Taoudeni Basin, West Africa // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981a. P. 123–131.
- Deynoux M., Trompette R.* Late Ordovician tillites of the Taoudeni Basin, West Africa // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record* / Eds Hambrey M.J., Harland W.B. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981b. P. 89–96.
- Díaz-Martínez E., Vavrdova M., Isaacson P.E., Grahn C.Y.* Early Silurian vs. Late Ordovician glaciation in South America // *Ordovician of the World* / Eds J.C. Gutiérrez-Marco, I.C. Rábano, D.García-Bellido. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 2011. Vol. 14. P. 127–134.
- Ditchfield P.W., Marshall J.D., Pirre D.* High latitude palaeotemperature variation: New data from the Tithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1994. Vol. 107, № 1/2. P. 79–101.
- Donnadieu Y., Dromart G., Goddérís Y., Pucéat E., Brigaud B., Dera G., Dumas C., Olivier N.* A mechanism for brief glacial episodes in the Mesozoic greenhouse // *Paleoceanogr.* 2011. Vol. 26, № 3. PA3212. doi: 10.1029/2010PA002100
- Edwards M.B.* Sedimentology of the Upper Proterozoic glacial record, Vestertana Group, Finnmark, North Norway // *Bull. Geol. Surv. Norway*. Vol. 394. P. 1–76.

- Ehlers J., Gibbard Ph.L.* (Eds) Quaternary glaciations — extent and chronology: In 3 pt. Amsterdam: Elsevier, 2004. Pt. 1: Europe: Developments in Quaternary Science. 488 p.; Pt. 2: North America: Developments in Quaternary Science. 440 p.; Pt. 3: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica: Developments in Quaternary Science. 388 p.
- Eriksson P.G., Altermann W.* Palaeoproterozoic glacial deposits of South Africa // Reading the archive of Earth's oxygenation. Vol. 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Earth Project / Eds V.A. Melezhik, L.R. Kump, A.E. Fallick, H. Strauss, E.J. Hanski, A.R. Prave, A. Lepland. Berlin: Springer-Verlag, 2013. Vol. 3. P. 1083–1089.
- Ernst G., Kohring R., Rehfeld U.* Gastrolithe aus dem Mittel-Cenomanium von Baddeckenstedt (Harzvorland) und ihre paläogeographische Bedeutung für eine prä-ilsedische Harzinsel. Hamburg: Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ., 1996. H. 77. P. 503–543.
- Eros J.M., Montañez I.P., Osleger D.A., Davydov V.I., Nemyrovska T.I., Poletaev V.I., Zhykalyak M.V.* Sequence stratigraphy and onlap history of the Donets Basin, Ukraine: Insight into Carboniferous icehouse dynamics // Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2012. Vol. 313/314. P. 1–25.
- Erwin D.H.* Climate as a driver of evolutionary change // Current Biology. 2009. Vol. 19, Iss. 14. P. 575–583.
- Etemad-Saeed N., Hosseini-Barzi M., Adabi M.H., Miller N.R., Sadeghi A., Houshmandzadeh A., Stockli D.F.* Evidence for ca. 560 Ma Ediacaran glaciations in the Kahar Formation, central Alborz Mountains, Northern Iran // Gondwana Research. 2015. doi:10.1016/j.gr.2015.01.005
- Evans D.A.D.* A fundamental Precambrian-Phanerozoic shift in earth's glacial style? // Tectonophysics. 2003. Vol. 375, № 1/4. P. 353–385.
- Evans D.A.D.* Proterozoic low orbital obliquity and axial-dipolar geomagnetic field from evaporate palaeolatitudes // Nature. 2006. Vol. 444, № 7115. P. 51–55.
- Evans D.A.D., Raub T.D.* Neoproterozoic glacial palaeolatitudes: a global update // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 93–112.
- Eyles C.H., Eyles N., Lagoe M.B.* The Yakataga Formation: A late Miocene to Pleistocene record of temperate glacial marine sedimentation in the Gulf of Alaska // Glacial marine sedimentation; Paleoclimatic Significance / Eds J.B. Anderson, G.M. Ashley // Geol. Sci. Amer. 1991. Vol. 261. P. 159–180.
- Eyles N.* Marine debris flows: Late Precambrian “tillites” of the Avalonian–Cadmian orogenic belt // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1990. Vol. 79. P. 73–98.
- Eyles N.* Earth's glacial record and its tectonic setting // Earth Sci Rev. 1993. Vol. 35. P. 1–248.
- Eyles N.* Glacio-epochs and the supercontinents cycle after ~3.0 Ga: Tectonic boundary conditions for glaciation // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2008. Vol. 258, Iss. 1/2. P. 89–129.

- Eyles N., Januszczak N.* “Zipper-rift”: A tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma // *Earth Sci. Rev.* 2004. Vol. 65, Iss. 1/2. P. 1–73.
- Fairchild I.J., Kennedy M.J.* Neoproterozoic glaciation in the Earth system // *J. Geol. Soc. London.* 2007. Vol. 164. P. 895–921.
- Falcon-Lang H.J., Cantrill D.J., Nichols G.J.* Biodiversity and terrestrial ecology of a mid-Cretaceous, high-latitude floodplain Alexander Island, Antarctica // *J. Geol. Soc. London.* 2001. Vol. 158. P. 709–724.
- Fanning C.M., Link P.K.* U-Pb SHRIMP ages of Neoproterozoic (Sturtian) glaciogenic Pocatello Formation, southeastern Idaho // *Geology.* 2004. Vol. 32, № 10. P. 881–884.
- Fanning C.M., Link P.* Constraints on the timing of the Sturtian glaciogene event from Southern Australia; i.e. for the true Sturtian // *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs.* 2006. Vol. 38, № 7. P. 115.
- Farmer J., Vidal G., Moczydlowska M., Strauss H., Ahlberg P., Siedlecka A.* Ediacaran fossils from the Innerelv Member (late Proterozoic) of the Tanafjorden area, northeastern Finnmark // *Geol. Mag.* 1992. Vol. 129. P. 181–195.
- Fedonkin M.A.* Eukaryotization of the Early Biosphere: A biogeochemical aspect // *Geochem. Intern.* 2009. Vol. 47, Iss. 13. P. 1265–1333.
- Fedonkin M.A., Ivantsov A.Yu., Leonov M.V., Serezhnikova E.A.* Dynamics of evolution and biodiversity in Late Vendian: A view from the White Sea // *Рассвет и закат вендской (эдиакарской) биоты: Происхождение современной биосферы: Тр. Междунар. конф. по проекту 493 МПГК.* М.: ГЕОС, 2007. С. 6–10.
- Fiala F.* Latest Precambrian tilloids of Eastern Bohemia, Czechoslovakia // *Earth’s Pre-Pleistocene Glacial Record / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland.* Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981. P. 647–649.
- Fielding Ch.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) // *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space / Eds C.R. Fielding, T.D. Frank, J.L. Isbell // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 2008. Vol. 441. P. 41–57.
- Fielding 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. Paper.* 2008b. Vol. 441. P. 343–354.
- Fielding Ch.R., Frank T.D., Isbell J.L., Henry L.C., Domack E.W.* Stratigraphic signature of the late Palaeozoic Ice Age in the Parmeener Supergroup of Tasmania, SE Australia, and inter-regional comparisons // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2010. Vol. 298, № 1/2. P. 70–90.
- Figueiredo M.F., Babinski M., Alvarenga C.J.S.* The Serra Azul Formation, Paraguay Belt, Brazil // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E.Arnau, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou.* Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 499–502.
- Finnegan S., Bergmann K., Eiler J.M., John M., Jones D.S., Fike D.A., Eisenman I., Hughes N.C., Tripathi A.K., Fischer W.W.* The magnitude and duration

- of Late Ordovician — Early Silurian glaciations // *Science*. 2011. Vol. 331, № 6019. P. 903–906.
- Finnegan S., Helm N.A., Peters S.E., Ficsher W.W.* Climate change and the selective signature of the Late Ordovician mass extinction // *Proc. National Acad. Sci USA*. 2012. Vol. 109, Iss. 18. P. 6829–6834.
- Fischer A.G.* Climatic oscillations in the biosphere // *Biotic crises in ecological and evolutionary time* / Ed. M.H. Nitecki. N.Y.: Academic Press, 1981. P. 103–131.
- Föllmi K.B.* Early Cretaceous life, climate and anoxia // *Cretaceous Research*. 2012. Vol. 35. P. 230–257.
- Frakes L.A.* Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1999. № 332. P. 49–58.
- Frakes L.A., Alley N.F., Deynoux M.* Early Cretaceous Ice Rafting and Climatic Zonation in Australia // *Intern. Geol. Rev.* 1995. Vol. 37. P. 567–583.
- Frakes L.A., Francis J.E.* A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous // *Nature*. 1988. Vol. 333, № 6173. P. 547–549.
- Frakes L.A., Francis J.E., Syktus J.L.* Climate modes of the Phanerozoic: The history of the Earth's climate over the past 600 million years. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1994. 274 p.
- Frank T.D., Birgenheier L.P., Montañez I.P., Fielding C.R., Rygel M.C.* Late Paleozoic climate dynamics revealed by comparison of ice-proximal stratigraphic and ice-distal isotopic records // *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space* / Eds C.R. Fielding, T.D. Frank, J.L. Isbell // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 2008. Vol. 441. P. 331–342.
- Frauenstein F., Veizer J., Beukes N.J., van Niekerk H.S., Coetzee L.L.* Transvaal Supergroup carbonates: Implications for Paleoproterozoic $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records // *Precambrian Res.* 2009. Vol. 175. P. 149–160.
- Frimmel H.E.* The Kaigas and Numees formations, Port Nolloth Group, in South Africa and Namibia // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Memoirs, 2011. № 36. P. 223–231.
- Frimmel H.E., Folling P.G., Eriksson P.G.* Neoproterozoic tectonic and climatic evolution recorded in the Gariep Belt, Namibia and South Africa // *Basin Res.* 2002. Vol. 1, Iss. 1. P. 55–67.
- Gaucher C., Boggiani P.C., Sprechmann P., Sial A.N., Fairchild T.* Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): Palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications // *Precambrian Res.* 2003. Vol. 120. P. 241–278.
- Germes G.J.B.* The Neoproterozoic of southwestern Africa, with emphasis on platform stratigraphy and paleontology // *Neoproterozoic Stratigraphy and Earth History* / Eds A.H. Knoll, M.Walter // *Precambrian Res.* 1995. Vol. 73. P. 137–151.
- Germes G.J.B., Miller R.M.G., Frimmel H.E., Gaucher C.* Syn- to Late-Orogenic sedimentary basins of Southwestern Africa // *Neoproterozoic-Cambrian*

- Tectonics, Global Change and Evolution: A Focus on South Western Gondwana / Eds C.Gaucher, A.N. Sial, H.E. Frimmel, G.P. Halverson. Amsterdam: Elsevier Science, 2009. P. 183–203. (Developments in Precambrian Geology; Vol. 16.)
- Ghienne J.F.* Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacial transgression in the Taoudeni Basin, West Africa // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. Vol. 189. P. 117–145.
- Ghienne J.F.* Late Ordovician glacial record: State of the art // *Ordovician of the World* / Eds J.C. Gutiérrez-Marco, I.Rábano, D.García-Bellido. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, 2011. Vol. 14. P. 13–19.
- Gonzaga G.M.* Glaciação Samburá (Neoproterozóico–Vendiano?) como possível agente transportador de diamantes no estado de Minas Gerais // *Rev. Brasil. Geociências.* 2001. Vol. 31, № 4. P. 597–604.
- Gorokhov I.M., Siedlecka A., Roberts D., Melnikov N.N., Turchenko T.L.* Rb-Sr dating of diagenetic illite in Neoproterozoic shales, Varanger Peninsula, Northern Norway // *Geol. Mag.* 2001. Vol. 138. P. 541–562.
- Gostin V.A., Mckirdy D.M., Webster L.J., Williams G.E.* Mid-Ediacaran ice-rafting in the Adelaide Geosynclines and Officer Basin, South Australia // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds. E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 673–677.
- Gradstein F., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* (Eds) *The geologic time scale 2012*: In 2 vol. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1176 p.
- Grahn Y., Caputo M.V.* Early Silurian glaciations in Brazil // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. Vol. 99, № 2/4. P. 9–15.
- Grey K.* Ediacaran palynology of Australia // *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists.* 2005. № 31. P. 439.
- Grossman E.L.* Oxygen isotope stratigraphy // *The geologic time scale 2012* / Eds F.Gradstein, J.G. Ogg, M.Schmitz M., G.M. Ogg. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 181–206.
- Grotzinger J.P., Bowring S.A., Saylor B.Z., Kaufman A.J.* Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution // *Science.* 1995. Vol. 270. P. 598–604.
- Guan B., Wu R., Hambrey M.J., Geng W.* Glacial sediments and erosional pavement near the Cambrian–Precambrian boundary in western Henan Province, China // *J. Geol. Soc. London.* 1986. Vol. 143. P. 311–323.
- Guimarães J.T., Misi A., Pedreira A.J., Dominguez J.M.L.* The Bebedouro Formation, Una Group, Bahia (Brazil) // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Memoirs, 2011. № 36. P. 503–508.
- Gulbranson E.L., Montanez I.P., Schmitz M.D., Limarino C.O., Isbell J.L., Marenssi S.A., Crowley J.L.* High-precisions U-Pb calibration of Carboniferous glaciations and climate history, Paganzo Group, NW Argentina // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2010. Vol. 122. P. 1480–1498.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C., Rice A.H.N.* Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2005. Vol. 117, № 9/10. P. 1181–1207.

- Halverson G.H., Shields-Zhou G.* Chemostratigraphy and the Neoproterozoic glaciations // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnau, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London. Mem., 2011. № 36. P. 51–66.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M.* Neoproterozoic chemostratigraphy // *Precambrian Res.* 2010. Vol. 182. P. 337–350.
- Hambrey M.J.* Late Precambrian diamictites of northeastern Svalbard // *Geol. Mag.* 1982. Vol. 119. P. 527–551.
- Hambrey M.J.* Glacial environments. Vancouver: University of British Columbia Press; Ldn: University College London (UCL) Press, 1994. 296 p.
- Hambrey M.J., Harland W.B.* (Eds.) *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981. 1004 p.
- Hambrey M.J., Harland B.W.* The Late Proterozoic glacial Era // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1985. Vol. 51, № 1/4. P. 255–272.
- 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. Vol. 225, Iss. 1/2. P. 43–52.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science.* 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.
- Harland W.B.* Gander Bay tillites of the Daviville Group (Ordovician), northeastern Newfoundland // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981a. P. 711–712.
- Harland W.B.* The Late Archaean (?) Witwatersrand conglomerates, South Africa // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981b. P. 185–187.
- Harland W.B., Herod K.N., Krinsley D.H.* The definition and identification of tills and tillites // *Earth Sci. Rev.* 1966. Vol. 2. P. 225–256.
- Hawkes L.* The erratics of the English Chalk // *Proc. Geol. Assoc.* 1951. Vol. 62, Iss. 4. P. 257–268.
- He J.W., Zhu W.B., Ge R.F.* New age constraints on Neoproterozoic diamictites in Kuruktag, NW China and Precambrian crustal evolution of the Tarim craton // *Precambrian Research.* 2014. Vol. 241. P. 44–60.
- Henry L.C., Isbell J.L., Fielding Ch.R., Domack E.W., Frank T.D., Fraiser M.L.* Proglacial deposition and deformation in the Upper Carboniferous to Lower Permian Wynyard Formation, Tasmania: A process analysis // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2012. Vol. 315/316. P. 142–157.
- Hebert C.L., Kaufman A.J., Penniston-Dorland S.C., Martin A.J.* Radiometric and stratigraphic constraints on terminal Ediacaran (post-Gaskiers) glaciation and Metazoan evolution // *Precambrian Research.* 2010. Vol. 182, Iss. 4. P. 402–412.
- Hoffmann K.-H., Condon D.J., Bowring S.A., Crowley J.I.* U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation // *Geology.* 2004. Vol. 32. P. 817–820.
- Hoffmann K.-H., Condon D.J., Bowring S.A., Prave A.R., Fallick A.* Lithostratigraphic, carbon ($\delta^{13}\text{C}$) isotope and U-Pb zircon age constraints on Early

- Neoproterozoic (ca. 755 Ma) glaciation in the Gariep Belt, Southern Namibia // Proc. Snowball Earth Conf., July 16–21, 2006, Switzerland, Ascona, P. 51.
- Hoffmann K.-H., Prave A.R.* A preliminary note on a revision subdivision and regional correlation of the Otavo Group based on glaciogenic diamictites and associated cap dolostones // Commun. Geol. Surv. SW Africa/Namibia. 1996. Vol. 11. P. 77–82.
- Hoffmann M., Linnemann U., Hoffmann K.-H., Germs G., Gerdes A., Marko L., Eckelmann K., Gärtner A., Krause R.* The four Neoproterozoic glaciations of southern Namibia and their detrital zircon records: The fingerprints of four crustal growth events during two supercontinent cycles // Precambrian Res. Vo. 259. P. 176–188.
- Hoffman P.F.* Pan-glacial — a third state in the climate system // Geology Today. 2009. Vol. 25, № 3. P. 100–107.
- Hoffman P.F., Halverson G.P.* Neoproterozoic glacial record in the Mackenzie Mountains, northern Canadian Cordillera // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 397–412.
- Hoffman P.F., Li Z.-X.* A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2009. Vol. 277, № 3/4. P. 158–172.
- Hoffman P.F., Schrag D. P.* The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change // Terra Nova. 2002. Vol. 14, № 3. P. 129–155.
- Holz M., Franca A.B., Souza P.A., Iannuzzi R., Rohn R.* A stratigraphic chart of the late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America // J. South Amer. Earth Sci. 2010. Vol. 29, Iss. 2. P. 381–399.
- Hyde W.T., Crowley T.J., Baum S.K., Peltier W.R.* Neoproterozoic “snowball Earth” stimulations with a coupled climate/ice-sheet model // Nature. 2000. Vol. 405, № 6785. P. 425–429.
- Isaacson P.E., Diaz-Martinez E., Grader G.W., Kalvoda J., Babek O., Devuyst F.X.* Late Devonian — earliest Mississippian glaciations in Gondwanaland and its biogeographic consequences // Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2008. Vol. 268. P. 126–142.
- Isbell J.L., Cole D.I., Catuneanu O.* Carboniferous-Permian glaciation in the main Karoo Basin, South Africa: Stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics // Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space / Ed. C.R. Fielding // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2008. Vol. 441. P. 71–82.
- Isbell J.L., Koch Z.J., Szablewski G.M., Lenaker P.A.* Permian glaciogenic deposits in the Transantarctic Mountains, Antarctica // Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space / Ed. C.R. Fielding // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2008. Vol. 441. P. 59–70.
- Isbell J.L., Miller M.F., Wolfe K.L., Lenaker P.A.* Timing of late Paleozoic glaciations in Gondwana: Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems? // Extreme Depositional Environments:

- Mega end Members in Geological Time / Eds M. A.Chan, A.W. Archer // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2003. Vol. 370. P. 5–24.
- Jens C.V., Long D., Hall M.A., Bland D.J., Cornford C.* The geochemistry of the Plenus Marls at Dover, England: Evidence of fluctuating oceanographic conditions and glacial control during the development of the Cenomanian–Turonian $\delta^{13}\text{C}$ anomaly // Geol. Mag. 1991. Vol. 128, № 6. P. 603–632.
- Jenkins R.J.F.* Billy Springs glaciations, South Australia // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 693–700.
- Jenkyns H.C., Schouten-Huibers L., Schouten S., Sinninghe Damsté J.S.* Middle Jurassic — Early Cretaceous high-latitude sea-surface temperatures from the Southern Ocean // Climate of the past. Discuss. 2011. Vol. 7. P. 1339–1361.
- Kaljo D., Martma T., Männik P., Viira V.* Implications of Gondwana glaciations in the Baltic late Ordovician and Silurian and a carbon isotopic test of environmental cyclicity // Bull. Soc. Geol. France. 2003. T. 174, № 1. P. 59–66.
- Karfunkel J., Hoppe A.* Late Proterozoic Glaciation in central-eastern Brazil: Synthesis and model // Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 1988. Vol. 65, № 2. P. 1–21.
- Kasting J.F., Hovard M.T.* Atmospheric composition and climate on the early Earth // Phil. Trans. Royal Soc. B: Biological Sciences. 2006. Vol. 361. P. 1733–1742.
- 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 Precambrian Geol. 2009. Vol. 16. P. 369–388.
- Kendall B.S., Creaser R.A.R.G.M., Ross G.M., Selby D.* Constraints on the timing of Marinoan “Snowball Earth” glaciation by ^{187}Re - ^{187}Os dating of a Neoproterozoic, post-glacial black shale in Western Canada // Earth Planet. Sci Lett. 2004. Vol. 222. P. 729–740.
- Kendall B.S., Creaser R.A.R.G.M., Selby D.* Re-Os geochronology of postglacial black shales in Australia: Constraints on the timing of “Sturtian” glaciation // Geology. 2006. Vol. 34. P. 729–732.
- Kennedy E.M.* A palaeoclimate perspective on two Cretaceous fossil floras from New Zealand // Чтения памяти В.А. Вахрамеева. М.: ГЕОС, 1996. С. 34–37.
- Kennedy M.J.* Stratigraphy, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones: Deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation // J. Sed. Res. 1996. Vol. 66. P. 1050–1064.
- 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. Vol. 33, Iss. 3/4. P. 503–528.

- Kheraskova T.H.* Late Precambrian tilloid of Baykonur Formation in Ulutau Mountains, Central Kazakhstan, USSR // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record* / Eds. M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981. P. 348–352.
- Kirschvink J.L.* A Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snowball Earth // *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study* / Eds J.W. Schopf, C.Klein. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1992. P. 51–52.
- 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 geochemical global change and its biological consequences // *Proc. Nat. Acad. Sci USA*. 2000. Vol. 7, Iss. 4. P. 1400–1405.
- Kirschvink J.L., Ripperdan R.L., Evans D.A.* Evidence for a large-scale reorganization of Early Cambrian continental masses by inertial interchange true polar wander // *Science*. 1997. Vol. 277, № 5325. P. 541–545.
- Knauth J.A., Lowe D.R.* High Archean climatic temperature inferred from oxygen isotope geochemistry of cherts in the 3.5 Ga Swaziland Supergroup // *South Afr. Geol. Soc. Amer. Bull.* 2003. Vol. 115. P. 566–580.
- Klitzsch E* Paleozoic formations and a Carboniferous glaciations from the Gilf Kebir-Abu Ras Area in southwestern Egypt // *J. Afr. Earth Sci.* 1983. Vol. 1, Iss. 1. P. 17–19.
- Knoll A.H.* Learning to tell Neoproterozoic time // *Precambrian. Res.* 2000. Vol. 100, Iss. 1/3. P. 3–20.
- Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N.* The Ediacaran period: A new addition to the Geologic Time Scale // *Lethaia*. 2006. Vol. 39. P. 13–30.
- Koren T.N.* Evolutionary crisis of the Ashgill graptolites // *Advances in Ordovician geology* / Eds C.R. Barnes, S.H. Williams // *Geol. Surv. Canad.* 1991. Paper 90-9. C. 157–164.
- Kroner A.* Late Precambrian diamictites of South Africa and Namibia // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981. P. 167–177.
- Landing E., MacGabhann B.A.* First evidence for Cambrian glaciation provided by section in Avalonian New Brunswick and Ireland: Additional data for Avalon–Gondwana separation by the earliest Palaeozoic // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2010. Vol. 285, Iss. 3/4. P. 174–185.
- Lanoil B., Gaidos E., Anderson S.* Microbes in subglacial environments: Significant biogeochemical agents? // *Geophys. Res. Abst.* 2003. Vol. 5. № 04719.
- Le Guerroué E.* Duration and synchronicity of the largest negative carbon isotope excursion on the Earth: The Shuram/Wonoka anomaly // *Compt. Ren. Geosci.* 2010. Vol. 342. P. 204–214.
- Le Guerroué E., Allen P.A., Cozzi A.* Chemostratigraphic and sedimentological framework of the largest negative carbon isotopic excursion in Earth history: The Neoproterozoic Shuram Formation (Nafun Croup, Oman) // *Precambrian Res.* 2006. Vol. 146. P. 68–92.

- Le Heron D.P., Dowdeswel J.A.* Calculating ice volumes and ice flux to constrain the dimensions of a 440 Ma North African ice sheet // *J. Geol. Soc. London*. 2009. Vol. 166, Iss. 2. P. 277–281.
- Leather J., Allen P.A., Brasier M.D., Cozzi A.* Neoproterozoic snowball Earth under scrutiny: Evidence from the Fiq glaciation of Oman // *Geology*. 2002. Vol. 30, № 10. P. 891–894.
- Li M.-j., Wang T.-g., Wang Ch.-j.* “Snowball Earth” hypothesis and the palaeoenvironment for life evolution during Late Neoproterozoic // *Acta Sedimentol. Sinica*. 2006. Vol. 24, № 1. P. 107–112.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambrian. Res.* 2008. Vol. 160, Iss. 1/2. P. 179–210.
- Link P.K., Christie-Blick N.* Neoproterozoic strata of southeastern Idaho and Utah: Record of Cryogenian rifting and glaciations // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson G.P., G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 425–436.
- Linnemann U., Drost K., Ulrich J., Gerdes A., Jeffries T.* Traces of a Late Neoproterozoic glaciation in the Cadomian basement of Central and Western Europe: Constraints by basin development and laser ablation-ICP-MS U/Pb dating of detrital zircon grains // *The Rise and Fall of the Vendian (Ediacaran) Biota: Origin of the Modern Biosphere* / Ed. M.A. Semikhatov. Moscow: GEOS, 2007. P. 53. (Trans. Intern. Conf. IGCP; Project 493.)
- Linnemann U., Elicki O., Gaitzsch B.* Die Stratigraphie des Saxothuringikums // *Das Saxothuringikum: Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen* / / Ed. U.Linnemann // *Geologica Saxonica*. 2004. Bd. 48/49. S. 29–70.
- Littler K., Robinson S.A., Bown P.R., Nederbragt A., Pancost R.* High sea-surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch // *Nature Geosciences*. 2011. Vol. 4. P. 169–172.
- Long D.G.F.* Limits on late Ordovician eustatic sea-level change from carbonate shelf sequences: An example from Anticosti Island, Quebec // *Intern. Assoc. Sediment., Spec. Publ.* 1993. Vol. 18. P. 487–499.
- Lowry D.P., Poulsen C.J., Horton D.E., Torsvik T.H., Pollard D.* Thresholds for Paleozoic ice sheet initiation // *Geology*. 2014. Vol. 42, № 7. P. 627–630.
- Ludvigson G.A., Witzke B.J., Gonzalez L.A., Carpenter S.J., Schneider C.L., Hasiuk F.* Late Ordovician (Turinian–Chatfieldian) carbon isotope excursion and their stratigraphic and paleoceanographic significance // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. Vol. 210, Iss. 2/4. P. 187–214.
- Lund K., Aleinikoff J.N., Evans K.V.* The Edwardsburg Formation and related rocks, Windermere Supergroup, central Idaho, USA // *The Geological*

- Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 437–448.
- Macdonald F.A., Schmitz M.D., Crowley J.L., Roots C.F., Jones D.S., Maloof A.C.* Calibrating the Cryogenian // *Science*. 2010. Vol. 327, № 5970. P. 1241–1243.
- Mahan K.H., Wernicke B.P., Jercinovic M.J.* Th-U-total Pb geochronology of authigenic monazite in the Adelaide rift complex, South Australia, and implications for the age of the type Sturtian and Marinoan glacial deposits // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. Vol. 289, Iss. 1/2. P. 76–86.
- Markwick P.J.* Late Cretaceous to Pleistocene climates: Nature of the transition from a “hot-house” to an “ice-house” world: Ph.D. Dissertation. Chicago: University of Chicago, 1996. 433 p.
- Markwick P.J., Rowley D.B.* The geological evidence for Triassic to Pleistocene glaciations: Implications for eustasy // *Palaeogeographic evolution and non-glacial eustasy, northern South America* / Eds J.L. Pindell, C.L. Drake // *Soc. Economic., Paleont. and Mineralogists*. 1998. Spec. Public. № 58. P. 17–43.
- Markwick P.J., Rowley D.B., Zigler A.M., Hulver M., Valdes P.J., Sellwood B.W.* Late Cretaceous and Cenozoic global palaeogeographies: Mapping and transition from a “not-house” to an “ice-house” world // *Geolog. Foren. Förhandl.* 2000. Vol. 122, Pt. 1: Spec. Issue “Early Paleogene warm climates and biosphere dynamics”. P. 103.
- Marmo J.S., Ojakangas R.W.* Lower Proterozoic glaciogenic deposits, eastern Finland // *Geol. Soc Amer. Bull.* 1984. Vol. 95. P. 1055–1062.
- Marshall J.D., Brenchley P.J., Mason P., Wolff G.A., Astini R.A., Hints L., Meidla T.* Global carbon isotopic events associated with mass extinction and glaciation in the Late Ordovician // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. Vol. 132, Iss. 1/4. P. 195–210.
- Martin D.McB.* Depositional setting and implications of Paleoproterozoic glaciomarine sedimentation in the Hamersley Province, Western Australia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1999. Vol. 111. P. 189–203.
- Martin J.R., Redfern J., Aitken F.* A regional overview of the Late Paleozoic glaciations in Oman // *Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space* / Eds C.R. Fielding, T.D. Frank, J.L. Isbell // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 2008. Vol. 441. P. 175–186.
- McGhee G.R.* Devonian // *Encyclopedia of Geology*. Amsterdam: Elsevier, 2009. Vol. 4. P. 194–220.
- McGhee G.R., Sheehan P.M., Bottjer D.J., Droser M.L.* Ecological ranking of Phanerozoic biodiversity crises: Ecological and taxonomic severities are decoupled // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. Vol. 211, № 3/4. P. 289–297.
- Meert J.C.* Testing the Neoproterozoic glacial models // *Gondwana Res.* 2007. Vol. 11, Iss. 4. P. 573–574.
- Meert J.G., Gibsher A.S., Levashova N.M., Grice W.C., Kamenov G.D., Ryabinin A.B.* Glaciation and ~770 Ma Ediacara (?) Fossils from the Lesser Karatau

- Micricontinent, Kazakhstan // *Gondwana Res.* 2011. Vol. 19, Iss. 4. P. 867–880.
- Meert J.G., van der Voo R. The Neoproterozoic (1000–540 Ma) glacial intervals: No more snowball Earth? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 123, Iss. 1/3. P. 1–13.
- Melezhik V.A., Prave A.R., Hanski E.J., Fallick A.E., Lepland A., Kump L.R., Strauss H. (Eds) Reading the archive of Earth's oxygenation: In 3 vol. N.Y.; Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. Vol. 1: Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. 551 p.; Vol. 2: The Core Archive of the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. 495 p.; Vol. 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project, 506 p. (Frontiers in Earth Sciences.)
- Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E., Kuznetsov A.B., Bujakaite M.I. Constraint on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of Late Ediacaran seawater: Insight from high-Sr Siberian limestones // *J. Geol. Soc. London.* 2009. Vol. 166, № 1. P. 183–191.
- Miller K.G. Broken greenhouse windows // *Nature geoscience.* 2009. Vol. 2, Iss. 7. P. 465–466.
- Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., Wright J.D., Mountain G.S., Katz M.E., Sugarman P.J., Cramer B.S., Christie-Blick N., Pekar S.F. The Phanerozoic record of global sea-level change // *Science.* 2005. Vol. 310, № 5753. P. 1293–1298.
- Misi A., Kaufman A.J., Azmy K., Dardenne M.A., Sial A.N., De Oliveira T.F. Neoproterozoic successions of the São Francisco Craton, Brazil: Bambuí, Una, Vazante and Vaza Barris/Miaba group and their glaciogenic deposits // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnau, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 509–522.
- Mohanty S.P., Barik A., Sarangi S., Sarkar A. Carbon and oxygen isotope systematic of a Paleoproterozoic cap-carbonate sequence from the Sausar Group, Central India // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2015. Vol. 417. P. 195–209.
- Molnar R.E., Wiffen J. A Late Cretaceous polar dinosaur fauna from New-Zealand // *Cretaceous Research.* 1994. Vol. 15, № 6. P. 689–706.
- Moncrieff A.C.M., Hambrey M.J. Marginal-marine glacial sedimentation in the Late Precambrian succession of East Greenland // *Glacimarine environments: Processes and sedimentation* / Eds J.A. Dowdeswell, J.D. Scourse // *Geol. Soc.* 1990. Spec. Publ. № 53. P. 387–410.
- Monod O., Kozlu H., Ghienne J.-F., Dean W.T., Günay Y., Le Hérisse A., Paris F., Robardet M. Late Ordovician glaciation in southern Turkey // *Terra Nova.* 2003. Vol. 15, № 4. P. 249–257.
- Montañez I.P., Poulsen C.J. The Late Paleozoic Ice Age: An evolving paradigm // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2013. Vol. 41. P. 629–656.
- Montañez I.P., Tabor N.I., Niemeier D., DiMichele W.A., Frank T.D., Fielding Ch.R., Isbell J.L., Birgenheier L.P., Rygel M.C. CO₂-forced climate and veg-

- etation instability during the Late Paleozoic deglaciation // *Science*. 2007. Vol. 315, №5808. P. 87–91.
- Moreau J., Ghienne L.-F., Deynoux M., Rubino J.-L.* Ice-proximal sedimentary records of the Late Ordovician glacial cycles // *Erlanger geologische Abhandlungen: International Symposium on Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate, September 1–3, 2004. Sonderband 5: Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate*. Germany, Erlangen: Institut für Geologie der Universität Erlangen-Nürnberg, 2004. P. 55.
- Mory A.J., Redfern J., Martin J.R.* A review of Permian-Carboniferous glacial deposits in Western Australia // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 2008. Vol. 441. P. 29–40.
- Mu Y.* Luoquan Tillite of the Sinian System in China // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge, Cambr. Univ. Press, 1981. P. 402–413.
- Naish T., Powell R., Levy R., Wilson G., Scherer R., Talarico F., Krissek L., Niessen F., Pompilio M., Wilson T., Carter L., DeConto R., Huybers P., McKay R., Pollard D., Ross J., Winter D., Barrett P., Browne G., Cody R., Cowan E., Crampton J., Dunbar G., Dunbar N., Florindo F., Gebhardt C., Graham I., Hannah M., Hansaraj D., Harwood D., Helling D., Henrys S., Hinnov L., Kuhn G., Kyle P., Läufer A., Maffioli P., Magens D., Mandernack K., McIntosh W., Millan C., Morin R., Ohneiser C., Paulsen T., Persico D., Raine I., Reed J., Riesselman C., Sagnotti L., Schmitt D., Sjunneskog C., Strong P., Taviani M., Vogel S., Wilch T., Williams T.* Obliquity-paced Pliocene West Antarctic ice-sheet oscillations // *Nature*. 2009. Vol. 458, № 7236. P. 322–328.
- Narbonne G.M., Aitken J.D.* Neoproterozoic of the Mackenzie Mountains, northwestern Canada // *Precambrian Res.* 1995. Vol. 73, Iss. 1/4. P. 101–121.
- Narbonne G.M., Gehling J.G.* Life after snowball: The oldest complex Ediacaran fossils // *Geology*. 2003. Vol. 31, № 1. P. 27–30.
- Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z.* Archaean Pebozero tilloids of Karelia, USSR // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Records* // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Records* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981a. P. 687–688.
- Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z.* Archaean tilloids of the Tikshozero group in the eastern part of the Baltic Shield, USSR // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Records* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981b. P. 689–690.
- Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z.* Early Proterozoic Lammos tilloids of the Kola Peninsula, USSR // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Records* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981c. P. 678–680.
- Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z.* Early Proterozoic Sarioli tilloids in the eastern part of the Baltic Shield, USSR // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Records* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981d. P. 683–686.

- Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z.* Early Proterozoic Yarvis-Yarvi tilloids, south Karelia, USSR // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Records* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981e. P. 681–682.
- Nielsen A.T.* Late Ordovician sea level changes: Evidence of caradoc glaciations? // *Geophys. Res. Abstr.* 2003. Vol. 5. P. 111–119.
- Nystuen J.P., Lamminen J.T.* Neoproterozoic glaciation of South Norway: From continental interior to rift and pericratonic basins in western Baltica // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 613–622.
- Olcott A.N., Sessions A.L., Corsetti F.A., Kaufman A.J., de Oliviera T.F.* Biomarker evidence for photosynthesis during Neoproterozoic claciation // *Science.* 2005. Vol. 310, № 5747. P. 471–474.
- Paris F., Webby B.D.* Aims, achievements and lessons learned from six years of IGCP project № 410 // *Erlanger geologische Abhandlungen: International Symposium on Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate, September 1–3, 2004. Sonderband 5: Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate.* Germany, Erlangen: Institut für Geologie der Universität Erlangen-Nürnberg, 2004. P. 59.
- Pavlov A.A., Hurtgen M.T., Kasting J.F., Arthur M.A.* Methane-rich Proterozoic atmosphere? // *Ceology.* 2003. Vol. 31, № 1. P. 87–90.
- Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Noce C., Martins M., Queiroga G., Vilela F.* The Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, SE Brazil // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 523–534.
- Pekar S.F., Christie-Blick N.* Resolving apparent conflicts between oceanographic and Antarctic climate records and evidence for a decrease in pCO₂ during the Oligocene through early Miocene (34–16 Ma) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2008. Vol. 260, Iss. 1/2. P. 41–49.
- Pelechaty S.M.* Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: Implication for a global stratigraphy // *J. Geol. Soc. London.* 1998. Vol. 155. P. 957–973.
- Pettijohn F.J.* Sedimentary rocks. N.Y.: Harper and Bros, 1957. 718 p.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and sandstone. Berlin: Springer-Verlag, 1972. 618 p.
- Pinho F., Neder R.D.* Stratigraphy and resources of the Paraguay Belt, Brazil // *Abst. Int. Conf. "Precambrian Life, Time and Environment: Evolving Concepts and Modern Analogues."* Lucknow: Lucknow Univ. India. 2010. P. 5–6.
- Pollard D.P., Kasting J.F.* Snowball Earth: A thin-ice solution with flowing sea glaciers // *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110, Iss. C07010. doi: 10.1029/2004JC002525
- Poulsen C.J.* Absence of a runaway ice-abeo feedback in the Neoproterozoic // *Geology.* 2003. Vol. 31. № 6. P. 473-476.

- Poulsen Ch.J., Jacob R.L., Pierrehumbert R.T., Huynh T.T.* Testing paleogeographic controls on a Neoproterozoic snowball Earth // *Geophys. Res. Lett.* 2002. Vol. 29, № 11. P. 1515.
- Poulsen Ch.J., Pierrehumbert R.T., Jacob R.L.* Impact of oceanic dynamics on the simulation of the Neoproterozoic “snowball Earth” // *Geophys. Res. Lett.* 2001 Vol. 28, № 8. P. 1575–1578.
- Preiss W.V.* The Adelaide Geosyncline: Late Proterozoic stratigraphy, sedimentation, palaeontology and tectonics // *Bull. Geol. Surv. South Austral.* 1987. Vol. 53. 438 p.
- Preiss W.E.* The Adelaide Geosyncline of South Australia and its significance in Neoproterozoic continental reconstruction // *Precambrian Res.* 2000. Vol. 100, Iss. 1/3. P. 21–63.
- Preiss W.V., Gostin V.A., Mckirdy D.M., Ashley P.M., Williams G.E., Schmidt Ph.W.* The glacial succession of Sturtian age in Soutg Australia: The Yudnamutana Subgroupe // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou.* Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 701–712.
- Price G.D.* The evidence and implications of polar-ice during the Mesozoic // *Earth Sci. Rev.* 1999. Vol. 48. P. 183–210.
- Price G.D., Twitchett R.J., Wheeley J.R., Buono G.* Isotopic evidence for long term warmth in the Mesozoic // *Sci. Rep.* 2013. Vol. 3, Article number 1438. doi: 10.1038/srepo 1438
- Praekelt H.E., Germs G.J.B., Kennedy J.H.* Late Ediacaran Glaciation in Southern Africa and its glacioeustatic record: A replay to Zimmermann’s comments on Praekelt H.E., Germs G.J.B., Kennedy J.H. [2008] // *South African J. of Geology.* 2010. Vol. 113, № 1. P. 135–139.
- Ray J.S., Martin M.W., Veizer J., Bowring S.A.* U-Pb zircon dating and Sr isotope systematics of the Vindhyan Supergroup, India // *Geology.* 2002. Vol. 30, № 2. P. 131–134.
- Retallack G.J.* Neoproterozoic loess and limits to snowball Earth // *J. Geol. Soc. London.* 2011. Vol. 168. P. 289–308.
- Retallack G.J., Alonso-Zarza A.M.* Middle Triassic paleosols and palaeoclimate of Antarctica // *J. Sediment. Res.* 1998. Vol. 68, № 1. 169–184.
- Rice A.H.N., Edwards M.B., Hansen T.A., Arnaud E., Halverson G.P.* Glaciogenic rocks of the Neoproterozoic Smalfjord and Mortensnes formations, Vestertana Group, East Finnmark, Norway // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds. E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou.* Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 593–602.
- Rieu R., Allen Ph.A., Cozzi A., Kosler J., Bussy F.* A composite stratigraphy for the Neoproterozoic Huqf Supergroup of Oman: Integrating new litho-, chemo- and chronostratigraphic data of the Mirbat area, southern Oman // *J. Geol. Soc. London.* 2007. Vol. 164, № 5. P. 997–1009.
- Robardet M.* Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula // *Earth’s Pre-Pleistocene Glacial Record / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland.* Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981. P. 585–589.

- Rocha-Campos A.C.* Late Devonian Curuá Formation, Amazon Basin, Brazil // Earth's Pre-Pleistocene Glacial Records / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981. P. 888–891.
- Rocha-Campos A.C., dos Santos P.R., Canuto J.R.* Late Paleozoic glacial deposits of Brazil: Parana Basin // Resolving the Late Paleozoic Ice Age in time and space / Eds Ch.R. Fielding, T.D. Frank, J.L. Isbell // Geol. Soc. Amer. 2008. Spec. Paper. Vol. 441. P. 97–114.
- Rong J.Y., Xu Ch., Harper D.* The latest Ordovician Hirnantia fauna (Brachiopoda) in time and space // *Lethaia*. 2002. Vol. 35, № 3. P. 231–249.
- Rust I.C.* Early Palaeozoic Pakhuis tillite, South Africa // Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981. P. 113–117.
- Rygel M.C., Fielding C.R., Frank T.D., Birgenheier L.P.* The magnitude of Late Paleozoic glacioeustatic fluctuations: A synthesis // *J. Sediment. Res.* 2008. Vol. 78, № 8. P. 500–511.
- Saltzman M.A., Young S.A.* Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia // *Geology*. 2005. Vol. 33, № 2. P. 109–112.
- Schenk P.E., Lane T.E.* Early Paleozoic tillite of Nova Scotia, Canada // Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981. P. 707–710.
- Scotese Ch.R.* Paleomap project 2000. <http://www.scotese.com/climate.htm>
- Sellwood B.W., Valdes P.J.* Jurassic climates // *Proc. geol. assoc.* 2008. Vol. 119. P. 5–17.
- Sepkoski J.J.* Patterns of Phanerozoic extinction: A perspective from global date bases // *Global events and event stratigraphy in Phanerozoic* / Ed. O.H. Walliser. Berlin: Springer, 1995. P. 35–51.
- Servais T., Owen A.W., Harper D.A.T., Kröger B., Munnecke A.* The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): The palaeontological dimension // *Palaeogeog., Palaeoclimtol., Palaeoecol.* 2010. Vol. 294, Iss. 3/4. P. 99–119.
- Servais T., Li J., Stricanne L., Vecoli M., Wicander R.* Acritarchs // *The Great Ordovician Biodiversification Event* / Eds B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser. N.Y.: Columbia Univ. Press, 2004. P. 348–360
- Shen B., Xiao S., Dong L., Zhou C., Liu J.* Problematic macrofossils from Ediacaran successions in the North China and Chaidam blocks: Implications for their evolutionary roots and biostratigraphic significance // *J. Paleontol.* 2007. Vol. 81. P. 1396–1411.
- Shen B., Xiao S., Zhou C., Kaufman A.J., Yuan X.* Carbon and sulfur isotope chemostratigraphy of the Neoproterozoic Quanji Group of the Chaidam Basin, NW China: Basin stratification in the aftermath of an Ediacaran glaciation postdating the Shuram event? // *Precambrian Res.* 2010. Vol. 177, № 3. P. 241–252.
- Shields G.A., Deynoux M., Culver S.J., Brasier M.D., Affaton P., Vandamme D.* Neoproterozoic glaciomarine and cap dolostone facies of the southwestern

- Taoudeni Basin (Walidiala Valley, Senegal/Guinea, NW Africa) // *Compt. Ren. Acad. Sci. Geoscience*. 2007. Vol. 339. P. 186–199.
- Shields G.A., Deynoux M., Strauss H., Paquet H., Nahon D.* Barite-bearing cap dolostones of the Taoudéni basin, northwest Africa: Sedimentary and isotopic evidence for methane seepage after a Neoproterozoic glaciation // *Precambrian Res.* 2007. Vol. 153. P. 209–235.
- Simmons M. D.* Sequence stratigraphy and sea level change // *The geologic time scale 2012* / Eds F.Gradstein, J.G. Ogg, M.Schmitz, G.Ogg. Amsterdam: Elsevier, 2012, P. 268–296.
- Sloan R.E.* A chronology of North American Ordovician trilobite genera // *Advances in Ordovician geology* / Eds C.R. Barnes, S.H. Williams // *Geol. Surv. Canada. Paper 90-9*. 1991. P. 165–177.
- Sohnge A.P.G.* Glacial diamictite in the Peninsula Formation near Cape Hangklip // *Trans. Geol. Soc. South Africa*. 1984. Vol. 87. P. 199–210.
- Spenceley A.P.* Grooves and striations on the Stanthorpe Adamellite: Evidence for a possible Late Middle — Late Triassic age glaciation // *Australian J. Earth Sci.* 2001. Vol. 48. P. 777–784.
- Spicer R.A., Corfield R.M.* A review of terrestrial and marine climates in the Cretaceous with implications for modelling the “Greenhouse Earth” // *Geol. Mag.* 1992. Vol. 129, № 2. P. 169–180.
- Spicer R.A., Rees P.McA., Chapman J.L.* Cretaceous phytogeography and climate signals // *Phil. Trans. Roy Soc. London*. 1993. Vol. 341. P. 277–286.
- Spielhagen R.F., Tripati A.* Evidence from Svalbard for near-freezing temperatures and climate oscillations in the Arctic during the Paleocene and Eocene // *Palaeogeograph., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2009. Vol. 278, Iss. 1/4. P. 48–56.
- 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. Vol. 31, № 10. P. 877–880.
- Stein R.* Arctic Ocean sediments: Processes, proxies, and paleoenvironment. Amsterdam: Elsevier, 2008. 608 p.
- Steiner M., Li G., QiaIn Y., Zhu M., Erdtmann B.-D.* Neoproterozoic to Early Cambrian small shelly fossil assemblages and a revised biostratigraphic correlation of the Yangtze Platform (China) // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2007. Vol. 254, Iss. 1/2. P. 67–99.
- Stewart A.D.* Discussion on indications of glaciation at the base of the Proterozoic Stoer Group (Torridonian), NW Scotland // *J. Geol. Soc. London*. 1997. Vol. 154. P. 375–376.
- Stollhofen H., Werner M., Stanistreet I.G., Armstrong R.A.* Single-zircon U-Pb dating of Carboniferous-Permian tuffs, Namibia, and the intercontinental deglaciation cycle framework // *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space* / Eds C.R. Fielding, T.D. Frank, J.L. Isbell // *Geol. Soc. Amer.* 2008. Spec. Paper 441. P. 83–96.
- Stroel M., Theron J.N.* The Devonian-Carboniferous boundary in South Africa and the age of the earliest episode of the Dwyka glaciations: New palynological results // *Episodes*. 1999. Vol. 22, № 1. P. 41–44.

- Streel M., Caputo M.V., Melo J.H.G., Perez-Leyton M.* What do latest Famennian and Mississippian micropores from South American diamictites tell us? // *Palaeobio. Palaeoenv.* 2013. Vol. 93, № 3. P. 299–316.
- Sutcliffe O.E., Doveswell J.A., Whittington R.J., Theron J.N., Craig J.* Calibrating the Late Ordovician glaciation and mass extinction by the eccentricity cycles of Earth's orbit // *Geology.* 2000. Vol. 28, № 11. P. 967–970.
- 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. Vol. 300. P. 630–655.
- Tobin K.J., Walker K.R.* Ordovician oxygen isotopes and paleotemperatures // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1997. Vol. 129, № 3/4. P. 269–290.
- Thorn V.* Vegetation communities of a high palaeolatitude Middle Jurassic forest in New Zealand // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2001. Vol. 168, № 3/4. P. 273–289.
- Uhlein A., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A., Trompette R.R.* The glaciogenic Jequitai Formation, southeastern Brazil // *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations* / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 541–546.
- Valley J.W., Peck W.H., King E.M., Wilde S.A.* A cool early Earth // *Geology.* 2002. Vol. 30, № 4. P. 351–354.
- Vaslet D.* Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia // *Episodes.* 1990. Vol. 13, № 3. P. 147–161.
- Villas E., Comez J., Alvaro J.J.* Modelling the Hirnantian eustatic fall and its related Gondwanan ice-sheet growth time // *Erlanger geologische Abhandlungen: International Symposium on Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate, September 1–3, 2004. Sonderband 5: Early Palaeozoic Palaeogeography and Palaeoclimate.* Germany, Erlangen: Institut für Geologie der Universität Erlangen-Nürnberg, 2004. P. 74.
- Vincent W.F., Mueller D.R., Bonilla S.* Ecosystems on ice: The microbial ecology of Markham Ice Shelf in high Arctic // *Cryobiology.* 2004. Vol. 48, № 2. P. 103–112.
- Visser J.N.J.* The Mid-Precambrian tillite in the Griqualend West and Transvaal Basins, South Africa // *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record* / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981. P. 180–184.
- Walliser O.H.* Global events in the Devonian and Carboniferous // *Global events and event Stratigraphy in Phanerozoic* / Ed. O.H. Walliser. Berlin: Springer, 1995. P. 225–250.
- Walochnik J., Harzhauser M., Aspöck H.* Climate changes as a driving force for Evolution // *Nova Acta Leopoldina Neue Folge.* 2010. Bd. 111, № 381. P. 21–32. 2010
- Wang W., Zhou Ch., Yuan X., Chen Zh., Xiao Sh.* A pronounced negative $\delta^{13}\text{C}$ excursion in an Ediacaran succession of western Yangtze Platform: A possible equivalent to the Shuram event and its implication for chemostratigraphic correlation in Soutg China // *Gondwana Res.* 2012. Vol. 22, Iss. 3/4. P. 1091–1101.

- Wang Y., Lu S., Gao Z., Lin W., Ma G.* Sinian tillites of China // Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record / Eds M.J. Hambrey, W.B. Harland. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1981. P. 386–401.
- Wellman C.H., Osterloff P.L., Mohiuddin U.* Fragments of the earliest land plants // Nature. 2003. Vol. 425, № 6955. P. 282–285.
- Williams G.E.* Precambrian permafrost horizons as indicators of palaeoclimate // Precamb. Res. 1986. Vol. 32, Is 2/3. P. 233–242.
- Williams G.E.* Milankovitch-band cyclicity in bedded halite deposits contemporaneous with Late Ordovician — Early Silurian glaciation, Canning basin, Western Australia // Earth Planet. Sci Lett. 1991. Vol. 103, Iss. 1/4. P. 143–155.
- Williams G.E.* Subglacial meltwater channels and glaciofluvial deposins in the Kimberley Basin, Western Australia: 1.8 Ga low-latitude glaciation coeval with continental assembly // J. Geol. Soc. London. 2005. Vol. 162. P. 111–124.
- Williams G.E.* Proterozoic (pre-Ediacaran) glaciation and the high obliquity, low-latitude ice, strong seasonality (HOLIST) hypothesis: Principles and tests // Earth Science Reviews. 2008. Vol. 87, Iss. 3/4. P. 61–93.
- 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 // Precambrian Res. 2008. Vol. 163, Iss. 3/4. P. 307–331.
- Williams G.E., Gostin V.A., McKirdy D.M., Preiss W.V., Schmidt Ph.W.* The Elatina glaciation (Late Cryogenian), South Australia // The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations / Eds E.Arnaud, G.P. Halverson, G.Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 713–721.
- Williams G.E., Schmidt P.W.* Origin and palaeomagnetism of the Mesoproterozoic Gangau tilloid (basal Vindhyan Supergroup), central India // Precambrian Res. 1996. Vol. 79, Iss. 3/4. P. 307–325.
- Woolfe K.J., Francis J.E.* An early to middle Jurassic glaciations: Evidence from Allan Hills, Transantarctic mountains // Abstracts of 6th International Symposium Antarctic Earth Sciences. Japan. Cambridge: Cambr. Univ. Press, 1991. P. 652–653.
- Xiao Sh., Bao H., Wang H., Kaufman A.J., Zhou Ch., Li G., Yuan X., Ling H.* Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: Evidence for a post-Marinoan glaciation // Precambrian. Res. 2004. Vol. 130, Iss. 1/4. P. 1–26.
- Xu B., Xiao Sh., Zou H., Chen Y., Li Zh.-X., Song B., Liu D., Zhou Ch., Yuan X.* SHRIMP zircon U-Pb age constraints on Neoproterozoic Quruqtagh diamictites in NW China // Precambrian. Res. 2009. Vol. 168, Iss. 3/4. P. 247–258.
- Yin L., Guan B.* Organic-walled microfossils of Neoproterozoic Dongjia Formation, Lushan County, Henan Province, North China // Precambrian Res. 1999. Vol. 94, Iss. 1/2. P. 121–137.
- Young G.M.* An extensive Early Proterozoic glaciation in North America? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1970. Vol. 7, Iss. 2. P. 85–101.

- Young G.M.* Some aspects of the geochemistry, provenance and palaeoclimatology of the Torridonian of NW Scotland // *J. Geol. Soc. London*. 1999. Vol. 156, № 6. P. 1097–1111.
- Young G.M.* Palaeoproterozoic glacial deposits of North America // *Reading the archive of Earth's oxygenation* / Eds V.A. Melezhik, A.R. Prave, E.J. Hanski, A.E. Fallick, A. Lepland, L.R. Kump, H. Strauss. Berlin: Springer, 2013. P. 1067–1081.
- Young G.V., von Brunn V., Gold 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. Vol. 106. P. 523–538.
- Zachos J.C., Shackleton N.J., Revenaugh J.S., Rälke H., Flower B.P.* Climate response to orbital forcing across the Oligocene–Miocene boundary // *Science*. 2001. Vol. 292, № 5515. P. 274–278.
- Zahnle K.J., Sleep N.H.* Carbon dioxide cycling through the mantle and its implications for the climate of the ancient Earth // *The early Earth: Physical Chemical and Biological development* / Eds C.M. Fowler, C.J. Ebinger, C.J. Hawkesworth // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2002. Vol. 199. P. 231–257.
- Zhang Sh., Barnes Ch.R.* Late Ordovician — Early Silurian (Ashgillian–Llandovery) sea level curve derived from conodont community analysis, Anticosti Island, Québec // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2002. Vol. 180, № 1/3. P. 5–32.
- Zhang Q.-R., Chu X.-L., Feng L.-J.* Neoproterozoic glacial records in the Yangtze Region, China // *The Geological Record of Neoproterozoic glaciations* / Eds E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Zhou. Ldn: Geol. Soc. London Mem., 2011. № 36. P. 357–366.
- Zhang Q.-R., Li X., Feng L., Huang J., Song B.* A new age constraint on the onset of the Neoproterozoic glaciations in the Yangtze Platform, South China // *J. Geol.* 2008. Vol. 116. P. 423–429.
- Zhang Sh., Jiang G., Han Y.* The age of the Nantuo Formation and Nantuo glaciation in South China // *Terra Nova*. 2008. Vol. 20, Iss. 4. P. 289–294.
- Zhang Sh., Jiang G., Zhang J., Song B., Kennedy M.J., Christie-Blick N.* U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe ages from the Doushantuo Formation in south China: Constraints on late Neoproterozoic glaciation // *Geology*. 2005. Vol. 33, № 6. P. 473–476.
- Zheng Z., Li Y., Lu S., Li H.* Lithology, sedimentology and genesis of the Zhengmuguan Formation of Ningxia, China // *Earth's Glacial Record* / Eds M. Deynoux, J.M.G. Miller, E.W. Domack, N. Eyles, I.J. Fairchild, G.M. Young. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1994. P. 101–108.
- Zhou Ch., Tucker R., Xiao Sh., Peng Zh., Yuan X., Chen Zh.* New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in south China // *Geology*. 2004. Vol. 32, № 5. P. 437–440.
- Zhou Ch., Xiao Sh.* Ediacaran $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy of South China // *Chem. Geol.* 2007. Vol. 237, № 1/2. P. 89–108.

Zhu M., Strauss H., Shields G.A. From snowball Earth to the Cambrian bi-radiation: Calibration of Ediacaran–Cambrian Earth history of South China // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeocol.* 2007. Vol. 254, Iss. 1/2. P. 1–6.

Zhu M., Zhang J., Yang A. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeocol.* 2007. Vol. 254. № 1/2. P. 7–61.

Научное издание

Чумаков Николай Михайлович

Оледенения Земли

История, стратиграфическое значение и роль в биосфере

Редактор *И.М. Ерофеева*

Макет *Е.Ю. Ерофеева*

Подписано к печати 15.07.15
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная 1,80 г/м²
Гарнитура Таймс Кириллик. Печать офсетная.
Уч.-изд. 16 л. Тираж 300 экз.

Издательство ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91
e-mail: geos@yandex.ru www.geos-books.ru

Отпечатано в полном соответствии с качеством предоставленного электронного оригинал-макета в ООО «Альянс «Югполиграфиздат», ООО «Ориана» 400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6.