

## ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345; 557.79

DOI: 10.15372/KZ20220201

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА, УРОВНЯ МОРЯ И ОЛЕДЕНЕНИЯ  
В КРАЕВОЙ ЗОНЕ АНТАРКТИДЫ В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ 50 ТЫСЯЧ ЛЕТ

С.Р. Веркулич

*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38, Россия; verkulich@mail.ru*

Обобщены результаты полувековых исследований позднеплейстоценовых–голоценовых изменений климата, уровня моря и оледенения в краевой зоне Антарктиды с целью выявления хронологии, параметров, механизмов этих изменений под воздействием глобальных, региональных и локальных факторов. В период интерстадиала (МИС-3) природные условия здесь напоминали современные, а уровень моря в некоторых районах превышал современные отметки. Развитие оледенения краевой зоны примерно с 26 000 лет назад (л.н.) шло при похолодании и снижении уровня моря на 30–50 м. Рост оледенения на шельфе опережал приращение льда на окраинах материка, ведя к дефициту влаги во внутренних районах. Во время последнего ледникового максимума существовало маломощное (менее 300 м) оледенение прибрежных и горных участков суши и мощное (часто более 1000 м) оледенение на шельфе. Дегляциация краевой зоны началась около 17 000 л.н. в связи с ростом уровня моря и глобальным потеплением. Изменения климата голоцена в большинстве районов имели общий тренд (потепление в раннем голоцене до ~8000 и 4000–2000 л.н., похолодание 2000–1500 л.н.), но и локальные различия. Относительный уровень моря рос с раннего голоцена до 8000–6000 л.н., затем падал со снижением скорости и даже возможным ее подъемом в период 2500–1300 л.н. Локальные различия амплитуд и хода уровня обуславливались местной тектоникой и динамикой дегляциации. Скорости дегляциации были высокими с раннего голоцена примерно до 7500 л.н. из-за потепления и морской трансгрессии, потом скорость снизилась. Продвижение вывальных и шельфовых ледников 6500 и 4500 л.н. было связано со снижением уровня моря и похолоданием. В период 4000–1000 л.н. вывальные и шельфовые ледники также могли реагировать на изменения уровня моря, а ледниковые купола разрастались по схеме “потепление–увеличение влажности–рост снежно-ледового накопления”. Во время малого ледникового периода в районах были созданы морены, регистрирующие незначительное разрастание ледников из-за похолодания.

**Ключевые слова:** *краевая зона Антарктиды, климат, уровень моря, оледенение, интерстадиал, последний ледниковый максимум, голоцен, рельеф, четвертичные отложения, палеогеографическая реконструкция.*

CLIMATE, SEA LEVEL AND GLACIATION CHANGES IN THE MARGINAL ZONE  
OF ANTARCTICA DURING THE LAST 50 000 YEARS

S.R. Verkulich

*Arctic and Antarctic Research Institute, Bering str. 38, St. Petersburg, 199397, Russia; verkulich@mail.ru*

The article integrates the results of half a century studies of Late Pleistocene–Holocene changes in climate, sea level and glaciation in the marginal zone of Antarctica in order to identify the chronology, parameters, mechanisms of these changes under the influence of global, regional and local factors. During the interstadial (MIS 3), the natural conditions here resembled modern ones, and the sea level in some areas exceeded modern marks. The development of glaciation of the marginal zone from about 26 000 years BP went on when the temperature fell and the sea level dropped by 30–50 m. The growth of glaciation on the shelf outpaced the growth of ice on the outskirts of the continent, leading to a moisture deficit in the interior regions. During the LGM, there was a thin (less than 300 m) glaciation of coastal and mountainous land areas, and a thick (more than 1000 m) glaciation on the shelf. Deglaciation of the marginal zone began about 17 000 years BP due to rising sea level and global warming. Holocene climate changes in most areas had a general trend: warming in the early Holocene to about 8000 years BP and 4000–2000 years BP, cooling 2000–1500 years BP, but also had local differences. The relative sea level rose in the regions from the early Holocene to the period 8000–6000 years BP; then it fell with a decrease in speed and even with a possible rise of the level 2500–1300 years BP; local differences in the amplitudes and course of the level were determined by local tectonics and dynamics of deglaciation. Deglaciation rates were high from the early Holocene to about 7500 years BP due to warming and marine transgression; then the speed dropped. The advance of outlet and shelf glaciers 6500 and 4500 years BP was associated with a decrease in sea level and cooling. In the period 4000–1000 years BP, outlet and shelf glaciers could also respond to changes in sea level, and ice domes expanded according to the “warming–increasing humidity–increasing snow and ice accumulation” pattern. During the Little Ice Age, moraines were created in some areas, registering a slight increase in glaciers due to cooling.

**Key words:** *marginal zone of Antarctica, climate, sea level, glaciation, interstadial, last glacial maximum, Holocene, relief, Quaternary deposits, paleogeographic reconstruction.*

## ВВЕДЕНИЕ

Краевая зона Антарктиды простирается от берега до 200–300 км в глубь материка и включает шельфовые и выводные ледники, близлежащие острова. Она отличается от ледниковой области внутри континента значительным влиянием циклонической деятельности и прилегающих морских акваторий и в целом более теплым, влажным и ветреным климатом с повышенной аккумуляцией снега. В этой зоне крупные неровности коренного ложа и уровень моря в большой степени определяют разнообразие типов ледников, границ континента, наличие свободных ото льда участков суши. Здесь наиболее динамичен массообмен антарктического оледенения: потери льда составляют почти 98 % от общего годового расхода за счет талого стока и ветрового выноса, таяния на подошве шельфовых ледников и откалывания айсбергов [Котляков и др., 2003]. Под взаимовлиянием составляющих системы “атмосфера–океан–ледник” краевая зона в течение последних 50 тыс. лет испытывала наиболее быстрые и масштабные перестройки природных обстановок вслед за гло-

бальными изменениями климата, оледенениями и изменением уровня моря. В свою очередь, эти перестройки имели значение для эволюции антарктического оледенения в целом, а значит, для глобального климата и баланса вод Мирового океана.

Преобразования облика краевой зоны запечатлены в рельефе и отложениях ныне свободных ото льда территорий (рис. 1) – антарктических оазисов [Сократова, 2007]. Склон ледникового щита прорывают горные оазисы со среднегодовыми температурами воздуха (СГТВ) ниже  $-20^{\circ}\text{C}$ . Горно-долинные оазисы тянутся от ледникового склона к побережью, в них сухо и ветрено, СГТВ составляют все еще  $-20^{\circ}\text{C}$ , лишь летом достигая в долинах значений  $-1^{\circ}\text{C}$ . Суша и морские заливы низменных пришельфовых оазисов отделены от океана шельфовыми ледниками, окружены с других сторон материковым льдом и выводными ледниками. В них СГТВ уже около  $-11^{\circ}\text{C}$ , а летом почва может нагреться выше  $15^{\circ}\text{C}$ , влажность 50–55 %, осадков в год – менее 200 мм. Низменные приморские оазисы лишь частично ограничены ледниками, СГТВ составляют около  $-10^{\circ}\text{C}$ , в

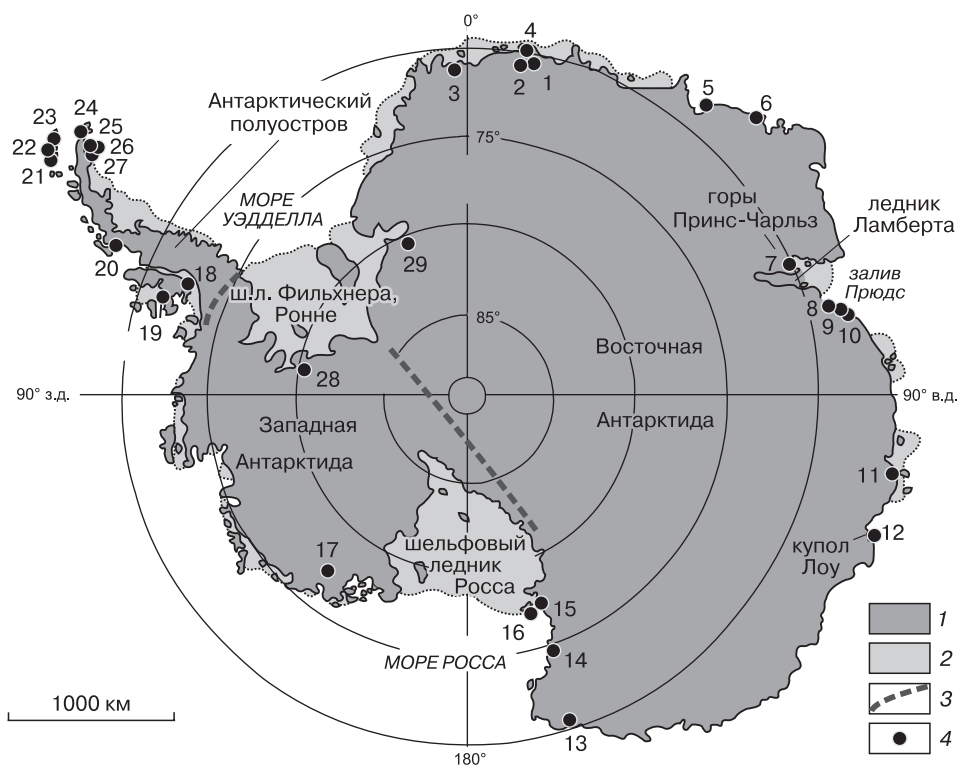


Рис. 1. Местоположение рассматриваемых объектов Антарктиды.

1 – ледниковые щиты, купола; 2 – шельфовые ледники; 3 – условные границы между основными частями оледенения; 4 – районы изучения рельефа и отложений: 1 – оазис Унгер-Зе; 2 – горы Инзель; 3 – нунатаки Робертсколлен; 4 – оазис Ширмахера; 5 – Берег Соя; 6 – Холмы Тала; 7 – оазис Эймери; 8 – Холмы Ларсеманн; 9 – о-ва Реуэр; 10 – оазис Вестфолль; 11 – оазис Бангера; 12 – о-ва Уиндмилл; 13 – район Лител Рокс; 14 – берег залива Терра-Нова; 15 – Сухие Долины Земли Виктории; 16 – залив Мак-Мердо; 17 – хр. Форд; 18 – шельфовый ледник Георга IV; 19 – о. Александра; 20 – шельфовый ледник Мюллера; 21 – о. Ливингстон; 22 – о. Гринвич; 23 – о. Кинг Джордж; 24 – север Антарктического п-ова; 25 – о. Бик; 26 – о. Вега; 27 – о. Джеймса Росса; 28 – горы Элсуэрт; 29 – хр. Шеклтона.

летние месяцы средние температуры воздуха достигают 1 °С (часто выше 10 °С), влажность воздуха – около 60 %, количество осадков 200–250 мм/год. В районе Антарктического полуострова есть “морской” тип территорий. На западе полуострова и близлежащих островах СГТВ составляют около –3 °С; средние летние температуры – около 2 °С, влажность выше 80 %, выпадает до 600 мм/год осадков на безледных пространствах и до 1500 мм/год на ледниках. К востоку от хребтов полуострова, препятствующих западному атмосферному переносу, СГТВ составляют –9 °С, летние температуры немного выше 0 °С, а сумма осадков – около 150 мм/год.

Оазисы изучались палеогеографами более полувека, на основе накапливаемых данных появлялись обобщения для частей или для краевой зоны в целом. В них рассматривались вопросы неоплейстоценового–голоценового развития оледенения [Веркулич, 2009, 2010; Stuiver et al., 1981; Ingólfsson et al., 1998; Anderson et al., 2002; Hodgson et al., 2014], взаимосвязи изменений климата и ледников [Hjort et al., 2003; Verleyen et al., 2011], изменений уровня моря, состояния морских пространств и ледников [Berkman et al., 1998]. Обычно анализировалась одна или две из основных составляющих изменений (климат, море, оледенение), а периоды нередко ограничивались последним ледниковым максимумом (ПЛМ) или голоценом. В зарубежных публикациях часто не использовались данные российских исследований.

В предлагаемый обзор включены результаты зарубежных и отечественных палеогеографических исследований большинства свободных ото льда антарктических оазисов. Помимо наиболее полного представления данных, уточнения и обновления локальных реконструкций, обзор нацелен на выявление хода изменений природной среды краевой зоны за последние 50 тыс. лет, на определение механизмов, параметров взаимодействия климата, уровня моря и оледенения под воздействием глобальных, региональных и локальных факторов.

## ДАННЫЕ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Палеогеографическая информация извлекается на суше краевой зоны Антарктиды в основном при изучении рельефа и отложений ледникового, водно-ледникового, морского, озерного, орнитогенного генезиса.

Свидетельства ледниковой деятельности (троги, ледниковая штриховка, морены и др.) повсеместны. Их положение, морфология и строение дают сведения о простирании, параметрах, стадиях эволюции ледников. Корректность интерпретации данных осложнена временной привязкой ледниковых образований. Относительны оценки воз-

раста морен по их морфологии, наличию ледяного ядра, выветриванию, растительности [Adamson, Pickard, 1986; Bormann, Fritzsche, 1995]. В последнее время растет применение измерений  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{26}\text{Al}$  каменных поверхностей [Stone et al., 2003; Nichols et al., 2019]. Иногда в моренах содержится органика, возраст которой указывает на время разрастания ледников [Adamson, Colhoun, 1992; Hjort et al., 2001].

Водно-ледниковые формы рельефа и отложений (флювиогляциальные террасы, дельты, уровни стояния вод и др.) обычно характеризуют деградацию ледников. Однако в Сухих Долинах Земли Виктории уровни приледниковых озер указали на масштабы оледенения ПЛМ [Clayton-Green et al., 1988; Hall et al., 2001]. Органические остатки в осадках позволяют датировать ход деградации. Используются также методы радиационной дозиметрии [Gore et al., 2001; Mahesh et al., 2017].

Залегание, морфометрия, строение морских образований, видовой состав и возраст залегающих в их осадках флоры и фауны соотносятся с колебаниями относительного уровня моря (ОУМ), климатическими и ледовыми условиями осадконакопления, с изменениями границ ледников. Определение хронологии морских событий затруднено необходимостью коррекции данных радиоуглеродного датирования морской антарктической органики [Gordon, Harkness, 1992]. Кроме того, широкий интервал глубин и разнообразие экологии обитания морских организмов снижают точность оценки высоты уровня моря в момент их захоронения в осадках [Ahn, 1994].

Органические отложения, тысячелетиями накапливаемые в гнездах птиц, – специфический ресурс данных по Антарктиде [Веркулич, 2008]. Путем соотнесения высоты, планового положения гнезд снежных буревестников (*Pagodroma nivea*) со временем их заселения реконструируются прошлые пространственные и временные отметки ледниковой поверхности, ход деградации районов [Ryan et al., 1992; Verkulich, Hiller, 1994]. Пингвины Адели (*Pygoscelis adeliae*) строят гнезда выше зоны штормового влияния и вблизи вскрывающихся ото льда акваторий, поэтому положение и возраст гнезд, интенсивность гнездования говорят о колебаниях уровня моря, сроках деградации берегов, климатических флуктуациях [Baroni, Orombelli, 1994a,b; Emslie, Woehler, 2005]. Палеогеографические реконструкции на основе орнитогенного материала не очень точны, так как неизвестны промежутки времени между появлением условий для гнездования и заселения гнезд, а также требуется коррекция радиоуглеродных датировок.

Донные осадки водоемов – архив наиболее детальных сведений о развитии природной среды краевой зоны Антарктиды. Литология, грануло-

метрии, минералогия, геохимия осадков информируют о режиме и составе вод, поступлении материала с водосбора, т. е. об условиях и ходе дегляциации. Результаты биогеохимического и изотопного анализов органики отражают изменения биопродуктивности и режима водоема, растительности, популяции птиц на водосборе [Hodgson et al., 2004; Wasilowska et al., 2017]. Диатомовый анализ информирует о прошлом водообмене, химизме, температуре, глубине и ледовом режиме водоема, о климатических условиях осадконакопления, об изменениях ОУМ [Whitehead, McMinn, 1997; McMinn, 2000; Verleyen et al., 2003; Roberts et al., 2004]. Исследование мхов, креветок, коловраток в осадках и пигментного анализа получают данные о прошлой динамике и глубине водоема, фототрофных сообществах [Björck et al., 1991; Swadling et al., 2001; Verleyen et al., 2004]. Датирование органики в осадках часто обеспечивает хорошую хронологию палеособытий. Однако часто палеолимнологи встречаются в Антарктиде с трудностями: слабой изученностью водных экосистем, редкостью репрезентативных водоемов, необходимостью введения различных поправок в результаты датирования.

Хронология изменений природной среды в краевой зоне Антарктиды чаще всего устанавливается с использованием радиоуглеродного ( $^{14}\text{C}$ ) метода датирования. Корректность датирования зависит от внесения различных поправок величиной до тысяч лет [Gordon, Harkness, 1992; Berkman, Forman, 1996]. Большинство рассматриваемых автором реконструкций выполнено с использованием таких “исправленных” датировок. Если в публикациях представлялись неисправленные радиоуглеродные определения, автор вводил необходимые поправки в соответствии со сведениями о региональных ошибках радиоуглеродного датирования, условиях формирования и характере датированного материала.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В этом разделе анализируются результаты авторских и других исследований, уточняются и обновляются представления об условиях и ходе развития отдельных районов краевой зоны Антарктиды.

В районе *оазиса Унтер-Зе* (см. рис. 1) условия интерстадиала (МИС-3) и ПЛМ выявлены при анализе заселения скал снежными буревестниками. В гнездах на высоте 900–1300 м над уровнем моря (ур. м.) возраст органики в гнездах составил 32 600–26 800 и около 17 000 лет назад (л.н.), а в трех гнездах *в горах Инзель* определены даты 27 100–23 000, 31 180 и 36 200 л.н. Это говорит о проживании птиц на скалах до и во время ПЛМ [Hiller et al., 1995]. Сравнение времени засе-

ления и высоты изученных гнезд показывает, что в период ПЛМ поверхность льда в данном районе поднималась на 250–300 м. Дегляциация началась около 17 000 л.н., в период 13 000–9000 л.н. она ускорила, и уже к 8000 л.н. птицы освоили высоты 700–1150 м, близкие к современным пределам гнездования. Отступление в оазисе Унтер-Зе края ледника 12 000–9000 л.н. привело к появлению озера Унтер-Зе [Schwab, 1998]. Максимальное число гнезд в оазисе Унтер-Зе, на склонах гор *Робертсколлен* и *Инзель* использовалось птицами 4000–3000 л.н., вероятно, в период потепления [Веркулич, 2008]. Около 2000 л.н. много гнезд было покинуто (похолодание), а в течение последних 1500 лет птицы активно занимали новые гнезда (потепление?). Изучение осадков оз. Унтер-Зе показывает, что 9000–7000 л.н. сокращение оледенения в районе замедлилось из-за похолодания, позже на склонах у озера были созданы боковые морены на высотах ниже 700 м над ур. м [Bormann, Fritzsche, 1995; Schwab, 1998]. Их заселение птицами началось около 3200 л.н., значит, ледники разрастались между 7000 и 4000 л.н. Второй комплекс морен у озера отражает колебания местных ледников на десятки метров в последние сотни лет.

*В оазисе Шурмахера*  $^{14}\text{C}$ -датирование и диатомовый анализ кернов мерзлых пород и донных осадков озер показали наличие во время МИС-3 неглубоких пресноводных водоемов в условиях, напоминавших современные [Веркулич и др., 2012a]. В период ПЛМ оазис переключался оледенением толщиной 100–150 м [Bormann, Fritzsche, 1995], а над озерными котловинами еще тоньше [Mahesh et al., 2017]. Ледниковые массы оазиса на бровке его северного крутого склона смыкались с оледенением шельфа мощностью около 600 м, т. е. в оазисе и на шельфе развивались различные по мощности ледниковые тела [Веркулич и др., 2011]. Дегляциация оазиса началась около 9000 л.н. [Mahesh et al., 2017]. Условия голоцена реконструируются по результатам изучения рельефа и озерных осадков [Веркулич и др., 2011, 2012a; Bormann, Fritzsche, 1995; Schwab, 1998]. Помимо ледниковых форм, в рельефе прослежены уровни стоянной вод – маркеры этапов развития местной озерной системы. С начала голоцена таяние привело к образованию огромных приледниковых озер. Быстрое снижение ледниковой поверхности на шельфе привело к бурному стоку вод из оазиса около 7000 л.н., после чего на большей его части остались разобщенные ледники и крупные озера. Между 7000 и 4000 л.н. шло медленное таяние остаточных ледников на фоне относительного похолодания. Потепление 4000–2000 л.н. привело к сокращению площади локальных ледников, объема озер, иссушению территории. На прерывание этой тенденции указывают гряды морен на краю ледникового щита. Их формирование, вероятно,

совпадает по времени со снижением содержания диатомей в озерах 2000–1000 и 400–150 л.н.

Район **Берега Соя** (залив Лютцов-Хольм) включает острова Онгул и полуострова, граничащие с ледниковым склоном или с выводными ледниками, которые лежат в выходящих в залив долинах глубиной около 500 м. На островах Онгул и севере п-ова Лангхувде следы экзарации редки, породы сильно выветрены, есть морские отложения возрастом 46 000–23 000 лет, к югу ледниковые формы многочисленны, выветривание слабее. Такие различия могут отвергать наличие оледенения ПЛМ на севере района [Hirakawa, Sawagaki, 1998; Miura et al., 1998a,b], но этот вывод вызывает сомнения. Верх древних морских отложений смят и преобразован тальми водами – следами деградации ледников. А если оледенения не было, как объяснить голоценовое компенсационное поднятие суши на 20–25 м? Логичнее предположить, что во время ПЛМ были как маломощные (толщиной 100–200 м) ледниковые купола на северных участках суши, консервировавшие древние отложения, так и активные ледники мощностью 400–500 м на шельфе. Ледниково-морские осадки на шельфе имеют толщину до 1.5 м, а возраст древнейшей органики в них составляет 14 000 л.н. [Moriwaki, Yoshida, 1983]. Это подтверждает эрозию шельфа ледниками ПЛМ и говорит о начале дегляциации района около 14 000 л.н. Сотни определений возраста ископаемой органики в отложениях на берегах района [Hayashi, Yoshida, 1994; Hirakawa, Sawagaki, 1998] позволяют построить кривую ОУМ: рост до 6000–4500 л.н. и последующее падение (быстрое 4500–3500, 2500–1500 л.н. и медленное 3500–2500, около 1500 л.н.). Пик датировок раковин возрастом 4000–3000 л.н. может означать улучшение ледовых условий, т. е. потепление [Веркулич и др., 2007]. О потеплении 4500–3500 л.н. говорит и появление дельтовых осадков – сигнал усиления стока талых вод [Miura et al., 1998b]. Данных о ходе дегляциации района мало. Возможно, ледники быстрее таяли во время потепления 4000–3000 л.н. На берегу п-ова Скален напорная морена высотой до 10 м фиксирует продвижение выводного ледника на 200–300 м позднее 2000 л.н. и затем его отступление [Hayashi, Yoshida, 1994].

В **оазисе Холмы Тала** (Земля Эндерби) исследования озерных осадков [Dolgikh et al., 2017] указали на дегляциацию не позднее 11 000 л.н. (морена в основании осадков). Средняя и верхняя толщи осадков накапливались в течение последних 6500 лет в целом в суровых условиях для вегетации диатомовой флоры. Благоприятные (более теплые?) условия для массового развития нескольких видов диатомей существовали в водоеме около 4000–2000 л.н., тогда же выросла и скорость осадконакопления.

В регионе **гор Принс-Чарльз – ледника Ламберта – залива Прюдс** налегание на дно залива Прюдс краев ледников ПЛМ зафиксировано линейными грядами [Leitchenkov et al., 1994]. Массивные ледниковые отложения найдены между грядами и берегом; в глубокую часть шельфа материковый лед не продвигался, осадконакопление шло под шельфовым ледником. Судя по возрасту осадков, закрытие части залива ледниками случилось после 20 000 л.н., а дегляциация началась ранее 13 800 л.н. [Domack et al., 1998]. На склонах гор Принс-Чарльз в среднем течении выводного ледника Ламберта морены отражают подъем поверхности ледников на 100–120 м [Mabin, 1991]. В глубине континента морены ПЛМ развиты на склонах нунатаков до высоты 20 м над поверхностью льда. Максимум прироста льда на выводном леднике Ламберта связан со смещением к северу линии его налегания на дно вмещающей долины [Adamson et al., 1997].

**Оазис Эймери** занимает высоты около 200 м на контакте ледника Ламберта и шельфового ледника. Отсутствие следов экзарации допускало отсутствие в оазисе оледенения ПЛМ [Adamson et al., 1997], но в основании осадков оз. Террасового залегает морена, и высота моренной гряды возле озера указывает на рост мощности близлежащего ледника на 150 м; на остальной территории, вероятно, был снежно-ледовый покров [Wagner et al., 2004]. Исходя из результатов изучения озерных осадков, к 12 400 л.н. ледники уже оставили водосбор озера, т. е. дегляциация стартовала еще раньше. Ледовый режим озера 12 400–10 200 л.н. был суровым, климат холодным, а дегляциация – медленной. Рост содержания биогенного материала и диатомей в осадках возрастом 10 200–8600 лет свидетельствует о начале потепления. Далее, до 6700 л.н. в теплых условиях развивался диатомовый комплекс, а местные ледники сокращались. Похолодание и, вероятно, разрастание ледников регистрируется в осадках возрастом 6700–3600 л.н. Для последних 3600 лет выделены относительно теплые (3200–2400 и 1600–900 л.н.) и холодные (2000 и 600 л.н.) периоды [Wagner et al., 2004].

**Оазис Холмы Ларсеманн** – группа невысоких островов и полуостровов, граничащих на юге с ледниковым склоном, на юго-востоке – с выводным ледником. Значения возраста органики в основании осадков нескольких озер оазиса попали в рамки МИС-3 и ПЛМ. Морские осадки МИС-3 в оз. Киришиес накапливались, когда уровень моря достигал современной высотной отметки 8 м [Hodgson et al., 2001, 2009], а в оз. Мочоу отметки 10 м [Gao et al., 2020]. Изучение кернов мерзлых пород мощностью до 11 м показало, что морские воды МИС-3 достигали даже современных отметок около 30 м над ур. м. [Демидов и др., 2013].

Исследования озерных осадков, ледниковой штриховки показали, что оледенение ПЛМ началось позднее 22 000 л.н. и закрывало большую часть района, мощность ледников составляла первые сотни метров, а их выдвигание на шельф было небольшим. На п-ове Брокнес ледники двигались по долинам, на его восточное побережье воздействовал выводной ледник, котловины двух озер в центре были покрыты снежно-ледовыми полями. Разнообразие типов ледников определялось особенностями местного рельефа и “отводящей” ролью выводного ледника Далк [Hodgson et al., 2001, 2005; Verleyen et al., 2005]. Начало дегляциации оазиса маркирует возраст осадков оз. Киришиес – 13 600 л.н. [Verleyen et al., 2005]. Регистрация смены накопления осадков водоемов в морских, пресноводных, переходных условиях позволила воссоздать кривую изменений ОУМ: подъем в раннем голоцене примерно до 7000 л.н.; затем падение, прерванное небольшим ростом 2000–1500 л.н. [Verleyen et al., 2004, 2005]. Озерные осадки дали и палеоклиматическую информацию [Verleyen et al., 2004]. При холодных условиях 13 500–11 500 л.н. оз. Киришиес было покрыто льдом. Из-за потепления 11 500–9500 л.н. усилился сток талых вод, появилось оз. Степед, осадки которого накапливались 9500–7500 л.н. в относительно холодных условиях, а 7500–5230 л.н. – в относительно теплых. Климат 5230–3000 л.н. был похож на современный, за исключением потепления около 3800 л.н. О теплых условиях 3000–2000 л.н. говорят осадки озер Киришиес и Пап Лагун. Около 2000 л.н. потепление сменилось коротким похолоданием. Диатомеи в осадках оз. Киришиес отражают похолодания 760–690 и 280–140 л.н. Быстрая дегляциация оазиса в раннем голоцене обусловлена потеплением и повышением уровня моря [Hodgson et al., 2005]. Увеличение таяния в связи с потеплениями могло иметь место 6000, 4000 и 1500 л.н. В оазисе нет следов роста ледников в голоцене, однако не исключено замедление дегляциации около 7500 и 3000 л.н. [Verleyen et al., 2005].

В районе **островов Реузр** реконструкции основаны на исследованиях кернов донных осадков местных бухт [Berg et al., 2010]. Накопление материала с органическими остатками шло примерно с 45 000 л.н. в одной точке отбора кернов и с 10 000 л.н. в другой. Характеристики отложений указали на наличие морских незамерзающих условий в районе в МИС-3 (МИС-5?), подтверждая, что ледниковый покров во время ПЛМ не имел сплошного распространения и зависел от топографии шельфа и суши. Дегляциация района началась около 11 200 калиброванных лет назад (кал. л.н.) и шла в условиях раннего голоценового оптимума до 8200 кал. л.н., сменившись затем более холодными условиями. Около 5700–

3500 кал. л.н. здесь были теплые условия. Затем осадконакопление шло в более холодных условиях [Berg et al., 2010].

**Оазис Вестфолль** ограничен с востока склоном ледникового щита, с юга – выводным ледником Серсдал. Ледниковая штриховка двух направлений, чехол морены с мощными отложениями в центре и на западе оазиса, грядами морен в центре, на западе и у ледника Серсдал свидетельствуют об оледенении ПЛМ, но механизм его развития неясен. Большинство штрихов имеют направление восток–запад, характеризуя прошлую экспансию ледникового щита, а остальные связываются с голоценовыми внедрениями на сушу ледника Серсдал [Adamson, Pickard, 1986]. Другие исследователи считают совпадение ориентировки моренных гряд на западе, в центре оазиса с грядами у ледника Серсдал доказательством выдвигания этого ледника на север и северо-запад оазиса в ПЛМ [Hirvas et al., 1993]. Анализ обломков и выветривания пород, ископаемой фауны в моренах дал новую реконструкцию [Gore, 1997]: 1) до ПЛМ в центре и на западе оазиса была суша, в депрессиях – морские заливы; 2) в ПЛМ разрастался ледниковый щит; 3) гряды морен в глубине оазиса созданы при остановках отступающего щита; 4) штрихи и гряды у ледника Серсдал маркируют его продвижение в позднем голоцене. Сценарий автора данной статьи предполагает выдвигание в начале ПЛМ в оазис выводного ледника Серсдал, перемещающего материал со дна моря и с выветренной поверхности суши, и разрастание ледникового щита, включавшего мало материала и слабо эродирующего восточные области оазиса. В центре оазиса эти ледники встречались, в месте встречи концентрировался материал будущих моренных гряд. Затем оба ледниковых тела объединились: тогда на высоких участках оазиса наносилась штриховка западного направления. Толщина льда над оазисом могла достигать лишь 300 м [Gore, 1997].

Дегляциация оазиса началась 13 000–12 000 л.н. [Fabel et al., 1997], ее ход определяли изменения ОУМ и климата. В период 7500–6500 л.н. ОУМ достигал максимума (10–13 м над ур. м.), потом стал падать (с замедлением скорости и даже ростом 3000–1500 л.н.) [Zwartz et al., 1998]. В оазисе были относительно теплые условия в раннем голоцене, потепление и рост влажности 3500–2500 л.н., холодные и сухие условия 2000–1800 л.н., потом относительно прохладные условия [Fulford-Smith, Sikes, 1996; McMin, 2000]. К 8000 л.н. дегляциация охватила более 50 % оазиса, с 8000 до 5000 л.н. отступление ледников замедлилось, во второй половине голоцена при снижении ОУМ и сравнительно теплых условиях сокращение ледников продолжилось. Морены у ледника Серсдал фиксируют его продвижения из-за

изменения уровня моря 3000–1500 л.н. и похолодания около 2000 л.н. На границе ледника гряды сформировались позднее 700 л.н. [Adamson, Pickard, 1986].

**Оазис Бангера** несет следы ледниковой деятельности, но облик оледенения ПЛМ – предмет дискуссии. Одно из мнений – оазис перекрывал двигавшийся на запад и северо-запад ледниковый щит толщиной более 500 м [Adamson, Colhoun, 1992]. Выветривание пород, результаты датирования осадков с использованием оптически стимулированного люминесцентного (ОСЛ) метода стали основанием для вывода о наличии свободных ото льда участков в период ПЛМ [Gore et al., 2001]. Датировки вместе с ошибками метода попадают в интервалы 40 000–19 000 л.н. и примерно начало голоцена. В первый интервал попадают и значения <sup>14</sup>C-датировок органики в моренном основании осадков водоемов [Melles et al., 1994, 1997]. Для периода 19 000–14 000 л.н. датировок нет. Такие факты говорят о присутствии в районе свободных ото льда территорий с МИС-3 до 19 000 л.н. и о кратковременном оледенении ПЛМ. Разнообразие направлений ледниковой штриховки противоречит идее развития оледенения ПЛМ только экспансией ледникового щита, а сохранность штрихов трудно объяснить на фоне длительного выветривания.

Самые мощные морены на западе и северо-западе оазиса, по мнению автора, были образованы при выдвигании на сушу выводных ледников и их встрече здесь с наземным оледенением, в областях этой встречи накапливалась масса материала. Дальше движение ледникового покрова зависело от изменений ОУМ, подледного рельефа, что создавало штриховку разного направления. Ледники на суше были не толще 100 м на высоких участках и 300 м в депрессиях [Веркулич, 2010]; мощность более 500 м имели ледники в морских бассейнах оазиса [Melles et al., 1997]. Датировки органических отложений фиксируют развитие жизни в водоемах и поселение птиц 13 550–9470 л.н. – минимальное время начала дегляциации [Melles et al., 1994; Verkulich, Hiller, 1994]. Климатические условия ее хода выяснены при изучении донных осадков местных водоемов [Веркулич, 2007; Kulbe et al., 2001; Berg et al., 2020]. Ход ОУМ, оставивший следы на берегах до высот 10–11 м, а также в осадках водоемов [Adamson, Colhoun, 1992; Verkulich et al., 2002], был представлен в виде кривой [Полещук, Веркулич, 2014]. Уже к 10 000–8000 л.н. от оледенения освободились большие участки суши и многие озера оазиса, а океанические воды проникли в местные заливы [Melles et al., 1997]. При похолодании 8000–5000 л.н. таяние ледников на суше замедлилось, но из-за роста ОУМ морские воды проникли тогда даже к юго-восточным ледниковым окраинам оазиса. Примерно с 6000 л.н. ОУМ

стал падать, что на фоне похолодания привело к упору выводных ледников в берега оазиса и созданию морен на его западной окраине (6000–5000 л.н.). Теплые условия 4000–2000 л.н. способствовали дегляциации, и к 2000 л.н. границы оазиса стали напоминать современные. Затем на фоне дегляциации случилось выдвигание выводного ледника Эдисто и создание напорной морены [Adamson, Colhoun, 1992] вследствие похолодания около 2000 л.н. и колебаний ОУМ [Полещук, Веркулич, 2014].

Район **островов Уиндмилл** с севера и востока ограничен куполом Лоу, с юга – выводными ледниками. Во время ПЛМ северные острова закрывались куполом, а южные эродировались выводными ледниками, края ледников могли выдвигаться в море на 7–15 км, расчетная толщина льда на островах не превышала 200 м, на шельфе 300–400 м [Goodwin, 1993]. Информация о развитии района содержится в осадках местных заливов: в их основании залегают органоминеральные осадки возрастом 46 000–26 000 лет, перекрытые мореной, выше лежат ледниково-морские осадки и голоценовые преимущественно органические осадки [Kirkup et al., 2002; Cremer et al., 2003]. Накопление морских осадков периода 10 500–4000 л.н. шло в относительно холодных условиях; 4000–1000 л.н. условия были в целом теплее, хотя 2000–1700 л.н. температура начала снижаться; последние 1000 лет условия были холодными [Cremer et al., 2003]. Ход ОУМ восстановлен при изучении пляжей и осадков озер: он рос до отметки 32 м примерно к 6000 л.н., затем падал с замедлением 2500–1800 л.н. (1900–1800 л.н. ОУМ мог даже немного подняться) [Goodwin, 1993; Roberts et al., 2004]. Начало дегляциации района определяется примерно в 12 000 л.н. по датировкам органики в озерах, гнездах пингвинов [Goodwin, Zweck, 2000]. В раннем голоцене разрушению льда содействовал рост ОУМ, и до 7000 л.н. относительно холодные условия не препятствовали развитию озер и гнездованию [Emslie, Woehler, 2005]. При максимуме подъема ОУМ и холодном климате 7000–6000 л.н. дегляциация замедлилась. Число гнезд выросло 6000–4000 л.н. благодаря началу падения ОУМ, т. е. расширению суши. Продолжение падения ОУМ и потепление климата 4000–2000 л.н. вели к сокращению оледенения. Однако тогда же создавал морены купол Лоу – увлажнение климата повышало количество осадков [Goodwin, 1993]. Последние 2000 лет в районе было относительно холодно, но пингины активно заселяли острова [Emslie, Woehler, 2005].

В регионе **моря Росса – залива Мак-Мердо – Сухих Долин Земли Виктории** данные об условиях ПЛМ собраны в морских бассейнах, на побережье, в долинах, горных областях. В море Росса большая часть шельфа перекрывалась лед-

никовым щитом [Karl, 1989; Anderson et al., 2014], его граница располагалась в 100 км южнее края континентального шельфа на глубинах 300–500 м около 20 000 л.н. [Licht et al., 1996]. Он закрывал и зал. Мак-Мердо, входил в нижние части Сухих Долин Земли Виктории, блокируя их льдом высотой 200–300 м. С 26 000–23 000 л.н. большая часть долин была свободна от покровного оледенения; здесь развивались подпруженные озера [Stuiver et al., 1981; Clayton-Green et al., 1988; Hall et al., 2001]. В районе **залива Терра-Нова** поверхность ледников в горах повышалась на десятки метров, в средних частях долин – на первые сотни метров, на побережье – около 400 м (береговые толщи льда были частью ледникового щита моря Росса). Согласно датировкам включенных в морены раковин (возраст 37 500–25 300 л.н.), захватившие и переместившие их ледники развивались позднее 25 000 л.н. [Orombelli et al., 1990]. На о. Росса у восточных берегов моря Росса высота поверхности ледникового щита достигала 720 м, на западных континентальных окраинах моря Росса – от 800 до 950 м над ур. м. [Anderson et al., 2014]. В районе **хр. Форд**, на высотах до 950 м над ур. м., ледники утолщались мало [Stone et al., 2003]. Данные по региону подтверждают присутствие ледникового щита на шельфе, побережье и в устьях горных долин начиная с 25 000 л.н., а максимум его распространения относится к периоду 21 000–18 000 л.н. [Stuiver et al., 1981; Clayton-Green et al., 1988; Hall et al., 2001; Anderson et al., 2002; Oberholzer et al., 2003; Stone et al., 2003]. При этом рост мощности оледенения в регионе в целом резко уменьшался в направлении с шельфа на континент, вероятно, в связи с “перехватом” значительной части влаги атмосферных масс ледником шельфа [Orombelli et al., 1990].

Начало дегляциации региона укладывается в период 17 000–10 000 л.н.: в море Росса северный край ледникового щита стал отступать около 17 000 л.н.; деградация блокирующих Сухие Долины ледников относится к 16 000–13 000 л.н.; пингвины появились на берегах 13 000–11 000 л.н.; старт дегляциации в районах **Лител Рокс** и **хр. Форд** относится к 11 000–10 000 л.н. [Jordan, Wateren, 1993; Baroni, Orombelli, 1994a; Doran et al., 1994; Stone et al., 2003]. Кривая голоценовых изменений ОУМ в регионе построена на основе изучения береговых форм и гнезд пингвинов: морские воды достигали отметок 30–40 м около 7500 л.н., затем ОУМ падал быстро, а последние 3000 лет – медленно [Baroni, Orombelli, 1991, 1994a]. Палеоклимат на побережье, исходя из динамики расселения пингвинов, имел оптимум 4300–2900 л.н.; после 2900 л.н. происходил рост суровости ледовых условий (похолодание); в последнем тысячелетии росло число гнезд [Baroni, Orombelli, 1994b]. Изучение озер Сухих Долин выявило наличие теплых

условий 3000–2000 л.н., холодных и сухих в период от 2000 до 1200–1000 л.н. и затем – относительно теплых и влажных [Smith, Friedman, 1993; Lyons et al., 1998]. Датировки органики в отложениях свидетельствуют о быстрой дегляциации прибрежных территорий до 8000–7000 л.н. К 7500 л.н. выводные ледники на берегах зал. Терра-Нова отступили за их современные границы [Baroni, Orombelli, 1994c; Hall et al., 2001]. Между 5000 и 1500 л.н. края ледников продвинулись обратно, перекрыв часть пляжей; 1200–500 л.н. ледники были меньше современных, а потом достигли нынешних границ [Baroni, Orombelli, 1994c].

**Западная Антарктика**, включая регионы **моря Уэдделла, Антарктического п-ова**, острова – область с многими свободными ото льда участками суши. Природные условия во время МИС-3 были детально изучены на п-ове Файлдс **о. Кинг Джордж**, где морские отложения с раковинами, водорослями, костными остатками, диатомовым комплексом *in situ* возрастом 50 000–19 000 л.н. показали: во время МИС-3 полуостров был затоплен до 40 м над ур. м., превращаясь в архипелаг, причем морские воды были не холоднее современных; оледенение ПЛМ было мало мощным, сохранив рыхлые отложения МИС-3 [Веркулич и др., 2013, 2015]. Следами МИС-3 в окружении Антарктического п-ова можно считать раковины возрастом около 30 000 л.н. в морене на берегу **о. Александра** и возрастом около 34 000 л.н. в ледниковых отложениях **островов Вега и Джеймса Росса** [Clapperton, Sugden, 1982; Ingólfsson et al., 1992].

Изучение штриховки, эрратических валунов в районах, обрамляющих **шельфовые ледники Фильхнера и Ронне**, выявило, что во время ПЛМ на континентальной окраине поверхность льда повышалась на 400–650 м, а на склонах обращенных к морю Уэдделла гор – на 1000–1900 м: ледники налегали на дно моря Уэдделла на расстоянии до 800 км, основной рост ледниковых масс был на шельфе [Carrara, 1981; Waitt, 1983; Denton et al., 1992]. Геолого-геофизические исследования подтвердили налегание на западный шельф моря Уэдделла мощного оледенения, возможно, позже 21 000 л.н. [Elverhøi, 1981]. Использование космогенных нуклидов уточнило рост ледников континентального обрамления шельфа моря Уэдделла: 310–650 м на востоке (район **хр. Шеклтона**); минимум 800 м в районе **гор Элсуэрта**, минимум 385 м на западных горных окраинах шельфового ледника Ронне [Nichols et al., 2019]. Оледенение ПЛМ Антарктического п-ова и прилегающего шельфа начало деградировать примерно 18 000 л.н. Дегляциация районов шла асинхронно и зависела от подледной топографии, к началу голоцена ледниковый покров приблизился к нынешней конфигурации [Cofaigh et al., 2014].



Возраст органики в осадках указывает на распад оледенения на западе моря Уэдделла ранее 11 270 л.н. [Anderson et al., 2002]. На островах *Вега*, *Джеймса Росса* и *Бик* дегляциация началась 11 000–9500 л.н. [Zale, Karlen, 1989; Ingólfsson et al., 1992; Sterken et al., 2012]. На о. Кинг Джордж она началась минимум 11 500 л.н., и уже к 9300 л.н. ледник на п-ове Файлдс сократился до современных размеров [Веркулич и др., 2012б]. Климат на острове был относительно теплым с начала голоцена до 5300, 4000–2300 и 1400–600 л.н., а похолодания имели место 5300–4000, 2000–1400 л.н. и во время малого ледникового периода (МЛП) [Веркулич и др., 2012а,б]. Около 8000 л.н. ОУМ рос до высот 19–20 м над ур. м., а затем падал (с замедлением 5000–4000, 2500–1600 л.н. и, возможно, небольшим подъемом 2000–1300 л.н.) [Полещук и др., 2016]. На о. Бик изучение озерных осадков выявило сравнительно теплые условия с раннего голоцена до 6407 кал. л.н., потом похолодание до 3169 кал. л.н., резкое потепление 3169–2120 кал. л.н., похолодание 2120–543 кал. л.н., затем потепление [Sterken et al., 2012]. На о. Бик ОУМ после роста стал снижаться с высоты 15 м над ур. м. около 8000 кал. л.н. [Roberts et al., 2011].

На о. *Ливингстон* и севере Антарктического п-ова реконструкции изменений климата и ОУМ отрывочны, поэтому изложим их в контексте хода дегляциации региона. Примерно 7000–6000 л.н. разрушение ледников шло быстро благодаря росту ОУМ и потеплению [Zale, Karlen, 1989; Ingólfsson et al., 1992]. Последовавшее падение ОУМ и начинающееся похолодание замедлили дегляциацию и даже вызвали разрастание выводных и шельфовых ледников, оставивших следы на берегах островов Александра и Джеймса Росса [Ingólfsson et al., 1992; Hjort et al., 2001]. Потепление примерно с 4000 до 2500 л.н. на фоне снижения уровня моря и роста площади островов в целом способствовали дегляциации. Однако на о. Джеймса Росса увеличение тепла и влажности привело к росту ледников около 3000 л.н. [Bjorck et al., 1996]. Между 2000 и 1000 л.н. климат района был в целом холоднее современного (разрастание ледника на п-ове Файлдс) [Веркулич и др., 2012а,б]. В последнем тысячелетии климатические флуктуации были частыми. Наиболее заметным было событие МЛП, вызвавшее рост ледников, краев шельфовых и выводных ледников в регионе [Zale, Karlen, 1989; Domack et al., 1995; Hall, 2007].

### ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставление реконструкций в районах обнаруживает общность и различия изменений климата, уровня моря и оледенения в краевой зоне Антарктиды, позволяя выявить взаимосвязи и зависимость этих изменений от глобальных и локальных факторов.

### Условия МИС-3 в краевой зоне Антарктиды

Природные условия МИС-3 реконструированы лишь в нескольких точках, но их расположение предполагает наличие в то время пригодных для жизни пространств суши и моря на периферии всего континента. Материал с возрастом МИС-3 в истинном залегании, а также включенный в отложения ПЛМ подтверждает присутствие морских вод МИС-3 в районах Берега Соя, Холмов Ларсеманн, островов Реуэр, оазиса Бангера, островов Уиндмилл, моря Росса, шельфового ледника Георга IV, в окружении Антарктического п-ова и близлежащих островов. По местоположению находок этого материала видно, что ледниковые и морские границы во время МИС-3 были близки к современным. Это подтверждает и обитание снежных буревестников в горах Унтер-Зе и Инзель. Питание птиц могло быть обеспечено лишь в случае, если линия открытых океанических вод не сдвигалась значительно на север по сравнению с современным положением края шельфового ледника. Исследования озерных осадков, мерзлых отложений, космогенных нуклидов в оазисах Ширмахера, Холмы Ларсеманн, Бангера фиксируют отсутствие во время МИС-3 покровного оледенения, наличие озер с органической жизнью (в оазисе Ширмахера, например, местные условия накопления озерных осадков тогда были не холоднее современных) [Веркулич и др., 2012а].

Детальную информацию дали исследования отложений МИС-3 в истинном залегании. Палеolimнологические данные выявили наличие в Холмах Ларсеманн пресноводных водоемов (в теплых условиях) 53 000–47 000 л.н., ухудшение условий накопления биомассы к 38 000 л.н., внедрение морских вод в озера в течение 38 000–26 650 л.н. (условия мелководной прибрежной зоны), когда ОУМ достигал высоты 10–12 м [Hodgson et al., 2009; Gao et al., 2020]. Изучение кернов мерзлых пород Холмов Ларсеманн показало, что подъем ОУМ в период МИС-3 мог достигать 30 м [Демидов и др., 2013]. Примерно такой же временной интервал трансгрессии МИС-3 был установлен для участков Берега Соя с подъемом ОУМ до 20 м [Mura et al., 1998a]. На о. Кинг Джордж рост ОУМ в период МИС-3 мог достигать 40 м, а большинство изученных разрезов морских отложений с богатой флорой и фауной формировалось 30 000–20 000 л.н. [Веркулич и др., 2013, 2015]. Объяснением такой высоты ОУМ во время, когда глобальный эвстатический уровень располагался примерно на 60–70 м ниже современных отметок [Lambeck et al., 2002], считается значительное увеличение масс льда в регионах, приведшее к прогибу земной коры и, соответственно, подъему ОУМ [Hodgson et al., 2009; Gao et al., 2020]. Однако довольно сложно представить картину одновре-

менного значительного роста оледенения окраин континента и присутствия здесь же морских вод в более широких, чем современные, границах. Такая ситуация, например, невозможна для о. Кинг Джордж, сокращавшего свою площадь и превращавшегося в архипелаг во время МИС-3 [Веркулич и др., 2013, 2015]. Автор полагает, что ход ОУМ в районах зависел в большой степени от региональных тектонических процессов, не зависящих напрямую от изменений ледниковой нагрузки. Эти районы располагаются в областях развития разломов, других проявлений тектонической активности, характеризуются крайней расчлененностью поверхности земли, что свидетельствует о вероятности интенсивных блоковых тектонических движений.

### Последний ледниковый максимум

Время развития ПЛМ в краевой зоне можно оценить по минимальным значениям наиболее древних датировок возраста органических отложений (рис. 2). Они показывают, что ледники не перекрывали многие горные, прибрежные, островные и морские участки 26 000–19 000 л.н.

В большинстве невысоких районов побережья и на близлежащих островах оледенение ПЛМ было маломощным (толщина льда 100–300 м), а в оазисах Ширмахера, Холмы Ларсеманн и Бангера, в Сухих Долинах Земли Виктории сплошной ледниковый покров отсутствовал; часть суши этих оазисов была перекрыта лишь снежно-ледовыми полями. Менее 200–300 м составлял рост высоты ледникового покрова во многих районах в глубине континентальной части Восточной Антарктиды (оазисы Унтер-Зе и Эймери, склоны гор Принс-

Чарльз и района зал. Терра-Нова). Мощность оледенения ПЛМ на шельфе превышала 500 м, а во многих районах и 1000 м. Глубокие депрессии занимали выводные ледники, зачастую выходящие на сушу (оазисы Вестфолль и Бангера, острова Уиндмилл), или отводящие континентальные массы льда от суши (Холмы Ларсеманн, острова Онгул в районе Берега Соя). Другие пространства шельфа были перекрыты мощными ледниковыми массами, составляющими основную часть оледенения морей Росса и Уэдделла, залива Прюдс и других морей.

Данные черты оледенения ПЛМ позволяют предположить сценарий его развития. Инициация оледенения при холодных условиях и пониженном на десятки метров уровне моря [Clark, Mix, 2002; Lambeck et al., 2002; Peltier, 2002] создала предпосылки для быстрого накопления масс льда на осушенном шельфе, где линия налегания ледников на дно смещалась на север, сокращался слой воды под шельфовыми ледниками. Здесь же похолодание вело к быстрому снижению снеговой линии и росту аккумуляции снега при наличии вблизи увлажняющих морских пространств. В итоге на шельфе быстро разрастались ледники на островах и осушаемых участках (ядра оледенения), утолщались и начинали налегать на осушаемое дно мелководных пространств шельфовые ледники из-за снижения таяния на подошве и роста аккумуляции на поверхности; сюда выдвигались края ледникового щита и выводные ледники. При таких условиях оледенение на побережье и во внутренних областях Антарктиды могло получать достаточное для прироста массы питание только в начале ПЛМ, когда на шельфе оставались участки морских акваторий (источник влаги), и за счет уменьшения летнего таяния. В то же время падение уровня моря вело к увеличению оттока льда из этих областей выводными ледниками вслед за смещением вниз линии налегания ледников на дно шельфа. Дальнейшее закрытие шельфа оледенением, распространение на север морского ледового покрова настолько отделили континентальные районы от открытых океанических масс, что в большинстве районов возник дефицит влаги для питания ледников. Такой сценарий был наиболее характерен для Восточной Антарктиды, особенно на обширных пространствах мелководного шельфа, и районов развития мощных систем выводных ледников.

В Западной Антарктиде на современных границах с шельфовыми ледниками Фильхнера и Ронне и близлежащих склонах, на западных континентальных склонах на границе с морем Росса подьем поверхности льда во время ПЛМ был велик. Если исходить из предложенного выше сценария развития ПЛМ, опережающее увеличение мощности ледников на шельфе и невысокое поло-

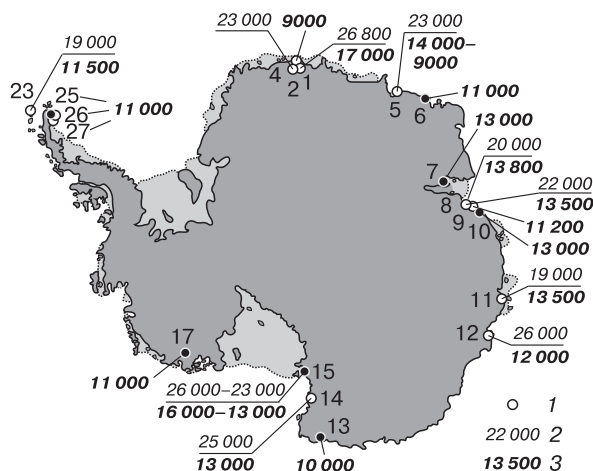


Рис. 2. Районы и время зарегистрированных событий МИС-3 и ПЛМ.

1 – районы исследования событий МИС-3; 2 – минимальные значения датировок возраста отложений перед развитием ПЛМ, л.н.; 3 – древнейшие значения последледниковых датировок, л.н. Остальные усл. обозн. см. рис. 1.

жение поверхности щита в этих районах (сейчас их высоты 1000–1500 м над ур. м.) создали ситуацию, когда оледенение шельфа тормозило сток льда из глубины континента, и лед накапливался на границе шельфового и материкового оледенений.

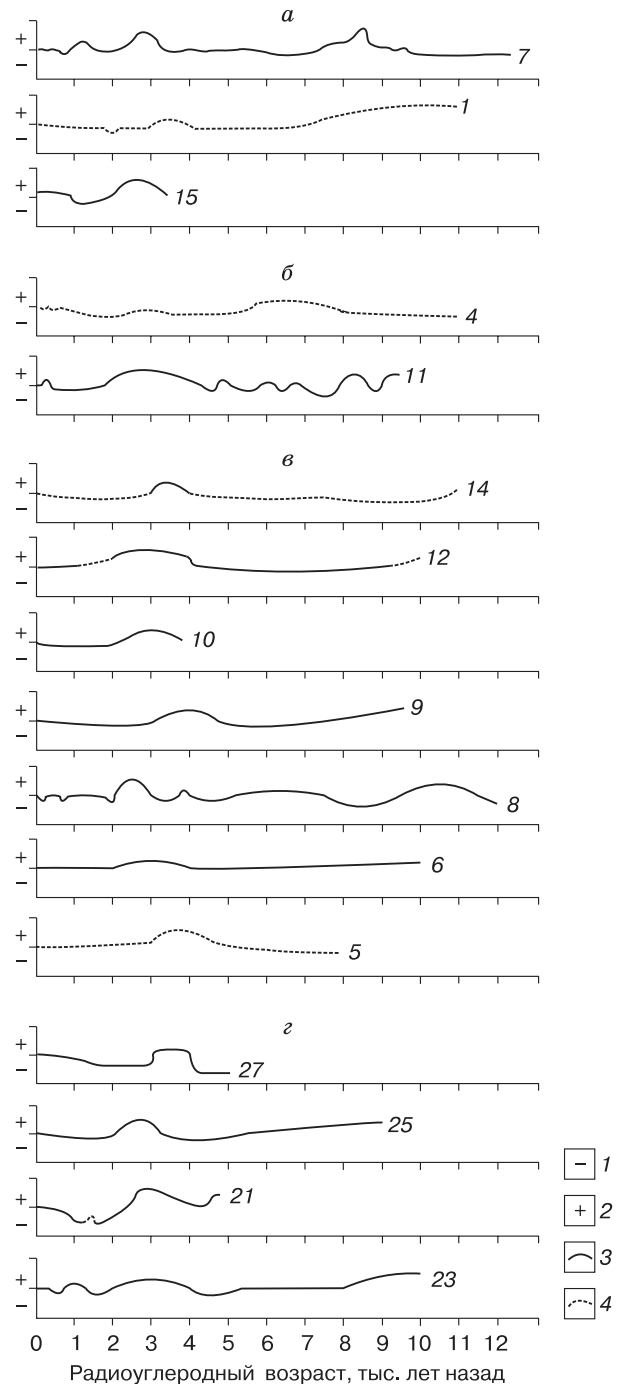
### Послеледниковое развитие краевой зоны

**Начало дегляциации** маркируют древнейшие значения возраста органики в послеледниковых отложениях, время выхода из-под льда скальных поверхностей и формирования водно-ледниковых осадков (см. рис. 2). Первые свидетельства связаны с разрушением оледенения на морских пространствах в период 17 000–14 000 л.н.: накапливаются морские осадки в заливах у Берега Соя, Прюдс, в оазисе Бангера, у островов Уиндмилл, в районе Мак-Мердо; снежные буревестники заселяют оазис Унтер-Зе из-за сокращения дистанции от гор до открытых океанических вод. Более поздними (13 000–9000 л.н.) являются следы деградации оледенения на суше современных оазисов. Начальный этап дегляциации безусловно зависел от глобальных изменений уровня моря и климата. К 14 000 л.н., когда на окраинах Антарктиды освободились от ледников первые участки шельфа, уровень моря вырос уже на 10–13 м (сопоставимо с вкладом всего послеледникового таяния льда Антарктиды в повышение уровня), а в период 12 000–10 000 л.н. уровень вырос с 30 до 60 м [Bentley, 1999], вызывая повсеместное всплывание, дезинтеграцию и быструю убыль ледников. Свидетельства дегляциации 16 000–14 000 л.н. попадают в период роста температуры воздуха, записанного в ледяных кернах. Он был прерван похолоданием 14 000–12 500 л.н. (но температуры были выше, чем во время ПЛМ), сменившимся потеплением между 11500 и 9000–8000 л.н. [Masson et al., 2000; Jouzel et al., 2001].

Кривые **изменений климата** в районах заметно различаются по хронологии и амплитуде (рис. 3), что связано с проблемами датирования и временным разрешением реконструкций, но в целом отражают зависимость этих изменений от глобальных, региональных и локальных факторов. Наиболее достоверные реконструкции указывают на потепление в раннем голоцене (примерно до 8000 л.н.), что совпадает с записями в ледяных кернах [Masson et al., 2000]. Это свидетельствует о связи изменений климата на окраине материка в это время с глобальными процессами – оптимальном летней инсоляции в Северном полушарии, потеплением океанических вод в Южном полушарии, сменой схемы атмосферной циркуляции [Verleyen et al., 2003].

Период 8000–4000 л.н. отличается сглаженностью климатических флуктуаций и близостью условий к современным параметрам. По данным

из кернов льда, с 6000 л.н. в центральных областях Восточной Антарктиды теплеет, но на окраинах материка есть сигналы о слабом потеплении



**Рис. 3. Относительные изменения климата в краевой зоне Антарктиды.**

Районы: *a* – горные, горно-долинные, *б* – пришельфовые, *в* – приморские, *г* – морские. 1 – холоднее (суше?); 2 – теплее (влажнее?); 3 – достаточно достоверные реконструкции; 4 – приблизительные реконструкции (номера кривых – районы на рис. 1).

7000–5000 л.н. лишь в районах Холмов Ларсеманн и оазиса Ширмахера, тогда как во многих других районах зарегистрированы следы похолоданий. Эти различия, по-видимому, говорят о начале влияния региональных и локальных условий на местный климат.

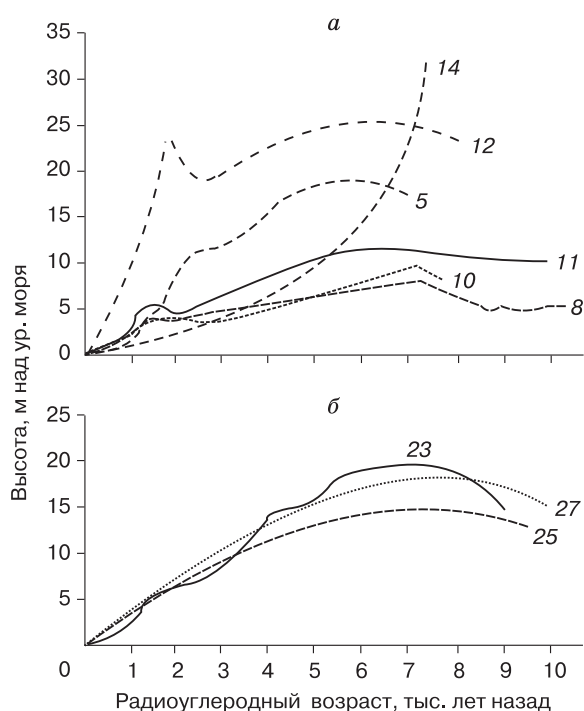
Для 4000–2000 л.н. практически повсеместно получены данные о потеплении. Керна льда дают пики потепления, которые почти незаметны в центре Восточной Антарктиды и увеличивают амплитуду к краю ледникового покрова [Masson et al., 2000]. Усиление потепления от центра к окраинам материка, его несовпадение с общим климатическим оптимумом 6000–5000 л.н. [Folland et al., 1990] говорят о его зависимости от региональных факторов. Таковыми могли быть изменения величин летней инсоляции в Антарктиде [Hjort et al., 1998], осцилляции области высокого давления над материком [Björck et al., 1996; Hodgson et al., 2004], разрушение шельфовых ледников [Masson et al., 2000; Verleyen et al., 2004]. Небольшое потепление по одной из этих причин слабо меняло температуры внутри материка, а в прибрежных районах вело к сокращению морского ледового покрова и увеличению теплообмена и теплоотдачи, т. е. к усилению потепления. Это подтверждают наблюдения в

полярных районах: в глубине континентов амплитуды потепления слабее, чем на прилегающих морских пространствах [Walsh, 2009]. Локальными факторами служили широта, удаленность от моря, высота и ледниковое окружение оазисов: потепление было наиболее отчетливым в морских и прибрежных районах в низких широтах.

Данные о флуктуациях климата за последние 2000 лет позволяют выделить лишь общие для большинства районов следы похолодания примерно между 2000 и 1500 л.н. Это похолодание отражено и в ледяных кернах, т. е. имело региональный масштаб [Masson et al., 2000]. Другие климатические события последнего тысячелетия (включая МЛП) трудно найти в данных из краевой зоны.

Кривые **изменений ОУМ** (рис. 4) демонстрируют рост уровня с раннего голоцена до максимальных высот между 8000 и 6000 л.н. и последующую тенденцию его падения. Многие кривые также указывают на наличие этапов снижения уровня: до 3500–3000 л.н. оно было быстрым, после чего замедлилось, а между 2500 и 1300 л.н. в нескольких районах отмечаются стабилизация и даже небольшой рост ОУМ; потом снижение уровня возобновилось. Подъем ОУМ 1500–1400 л.н. подтвержден и при изучении морских береговых валов на **о. Гринвич** [Santana, Dumont, 2003]. Сравнение кривых по Антарктиде с представлениями об эвстатических осцилляциях и вкладе в них таяния ледников [Bentley, 1999] обнаруживает сходство – быстрый подъем уровня до середины голоцена (хотя в Антарктиде пик подъема смещен на 1000–1500 лет раньше). Главное различие кривых состоит в высотах максимального подъема ОУМ в районах краевой зоны (от 7–8 до >30 м). Учитывая близкие для этих районов оценки значений мощности оледенения ПЛМ, такое различие скорее связано с региональными особенностями тектоники, чем полностью с гляциоизостатическим компенсационным поднятием территорий. Другие отличия связаны с корректностью палеореконструкций, но также отображают соотношение глобальных эвстатических колебаний и региональных тектонических движений, в том числе локальной гляциоизостазии, связанной с параметрами ПЛМ и ходом дегляциации.

Сопоставление реконструкций **хода дегляциации** районов краевой зоны Антарктиды (рис. 5) с изменениями климата и уровня моря намечает четыре основные фазы. В раннем голоцене (первая фаза) освобождение от оледенения шло быстро, глобальными причинами были рост ОУМ и потепление. Фаза быстрой дегляциации завершилась раньше в горных оазисах (9000–8500 л.н.), где она зависела только от климата. На побережье она длилась еще 500–1500 лет. Здесь продолжался подъем ОУМ из-за преобладания эвстатической



**Рис. 4. Реконструкции изменений относительно уровня моря в голоцене относительно современных абсолютных высотных отметок в краевой зоне Антарктиды.**

а – Восточная Антарктида, б – Западная Антарктида. Номера кривых – районы на рис. 1.

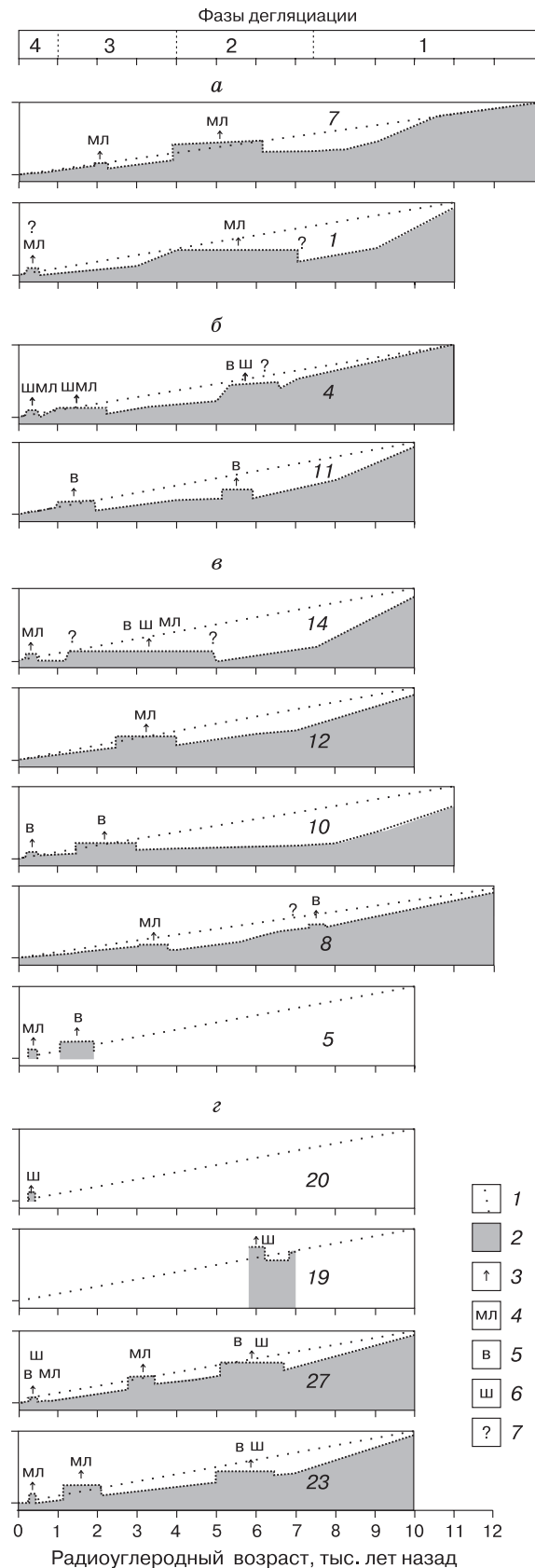
составляющей над скоростью поднятия освобождающихся от ледников территорий: затапливались участки суши, росло отепляющее влияние расширяющихся морских акваторий, увеличивался расход льда с материка через всплывающие выводные ледники. На побережье, несмотря на относительно холодные условия начиная с 8000 л.н., деградировали маломощные ледники и снежно-ледовые поля. Таянию в оазисах способствовало отепляющее влияние растущих площадей свободных от ледников поверхностей. Значит, уже в первую фазу проявилась зависимость дегляциации районов от региональных и локальных факторов (местоположение, ледниковое окружение, местный климат). К 8000–7000 л.н. от ледников освободилось от 50 до 70–80 % площади районов.

Во вторую фазу, примерно от 7500 до 4000 л.н., скорость дегляциации снизилась. Климат в районах стал холоднее и суше. В горных оазисах Унтер-Зе и Эймери похолодание даже способствовало небольшому росту локальных ледников и снежников. На побережье температуры были выше, что вместе с отепляющим влиянием освободившихся ото льда территорий обеспечивало медленную деградацию оледенения. Однако на окраинах нескольких из них напорные морены маркируют выдвигание на сушу выводных и шельфовых ледников; оно шло в разное время, но везде начиналось при снижении уровня моря. Повидимому, с 7500–6000 л.н. гляциоизостатический подъем суши стал опережать эвстатический рост уровня моря, а из-за похолодания разрастались ледники на шельфе. Их края упирались в поднимающиеся окраины суши и создавали морены. Таким образом, соответствуя в целом глобальным изменениям, ход дегляциации сильно зависел от местоположения, ледникового окружения, местного климата оазисов, различий в параметрах их гляциоизостазии. Итогами второй фазы стало освобождение от оледенения не менее 80 % современной площади районов, перестройка местных ледниковых систем.

Общие условия третьей фазы (примерно с 4000 до 1000 л.н.) – это потепление 4000–2000 л.н., сменившееся похолоданием 2000–1500 л.н. и падение ОУМ, прерванное небольшим подъемом

**Рис. 5. Относительная оценка хода дегляциации в краевой зоне Антарктиды.**

Районы: а – горные, горно-долинные, б – пришельфовые, в – приморские, г – морские. 1 – “идеальная” линия сокращения покрытия района ледниками; 2 – оценка площади покрытия района ледниками; 3 – продвижение, разрастание ледников; 4 – малые ледники, ледниковые купола; 5 – выводные ледники; 6 – шельфовые ледники; 7 – предполагаемые события или их временные границы (номера районов см. на рис. 1).



между 2500 и 1500 л.н. В горных оазисах (где наблюдается минимум зависимости от влияния океана) потепление вело к сокращению оледенения, а похолодание могло вызвать приrost ледников и снежников (оазис Эймери). На побережье, наряду с продолжением дегляциации, между 4000 и 2000 л.н. случались разрастания ледников: на о. Джеймса Росса, островах Уиндмилл потепление вело к повышению влажности воздуха и количества осадков, к росту ледниковых куполов. Вероятно, таким же был механизм небольшого роста ледников в районах зал. Терра-Нова, оазисов Холмы Ларсеманн и Вестфолль, хотя хронология этих событий неточна и однозначно связать их с потеплением нельзя. Оледенение пришельфовых оазисов в этот период не увеличивалось; местный климат оставался сухим из-за отдаления территорий от увлажняющего влияния океана шельфовыми ледниками почти на 100 км.

На берегах нескольких оазисов оставлены следы продвижения ледников (напорные морены) между 2000 и 1000 л.н. Оно могло быть вызвано похолоданием 2000–1500 л.н. и колебаниями уровня моря, что приводило к упору краев выводных и шельфовых ледников в поднимающиеся берега. Возможны и другие механизмы: выдвигание на сушу выводного ледника в оазисе Вестфолль объясняют, например, отступанием ледникового щита и прекращением его подпирающего воздействия на выводной ледник [Adamson, Pickard, 1986]. Похолодание могло также способствовать росту ледниковых куполов на о. Кинг Джордж и в районе зал. Терра-Нова. В целом в третью фазу усилилось влияние на дегляциацию локальных условий. К концу фазы природная обстановка в районах стала напоминать современную, что подтверждает, например, начавшееся 2000–1000 л.н. массовое заселение районов пингвинами и снежными буревестниками [Веркулич, 2008].

Четвертая фаза шла примерно с 1000 л.н. при снижении относительного уровня моря и климатических флуктуациях. Природная среда территорий в целом была похожа на современную. Вместе с тем ледники в некоторых районах как минимум однажды сокращались и разрастались. О сокращении говорят морские и озерные осадки в моренах на краю ледников в оазисе Вестфолль, на берегах зал. Терра-Нова, на о. Кинг Джордж. Возраст осадков составляет от 1200 до 700–600 лет, что позволяет связать отступление ледников с потеплением около 1000 л.н., зафиксированным в ледяных ядрах [Masson et al., 2000]. Затем ледники в этих районах продвинулись до современных границ. Следы продвижения ледников на 150–500 м в виде морен с ледяным ядром есть также на о. Джеймса Росса, в районах Берега Соя, оазисов Ширмахера и Унтер-Зе; позднее 400 л.н. выдвигался

и край *шельфового ледника Мюллера* [Dotack et al., 1995]. Точное время разрастаний ледников неизвестно, но большинство ученых связывает их с МЛП.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ, интерпретация и синтез результатов палеогеографических исследований позволяют обновить реконструкции изменения климата, уровня моря и оледенения в районах и выявить общий ход и особенности развития краевой зоны Антарктиды за последние 50 тыс. лет под воздействием глобальных, региональных и локальных факторов.

В период интерстадиала (МИС-3) границы ледников и морского пространства в краевой зоне были близки к современным, как и условия осадконакопления в морях и в озерах на участках суши. В этот период ОУМ мог подниматься на высоту до 30 м относительно современных отметок, причем его ход зависел в большей степени от региональных тектонических процессов, не зависящих напрямую от изменений ледниковой нагрузки.

Активное развитие оледенения ПЛМ в краевой зоне Антарктиды (примерно с 26 000 л.н.) началось в условиях снизившегося на десятки метров уровня моря и глобального похолодания. Приращение ледниковых масс на шельфе опережало рост оледенения на суше, обуславливая дефицит атмосферного питания континентальных районов. Во время максимума оледенения в краевой зоне существовала система сочлененных маломощных (менее 300 м) ледников на участках суши, мощных (часто более 1000 м) подвижных ледников в глубоких депрессиях и менее подвижных мощных ледниковых масс на выровненных пространствах шельфа.

Дегляциация краевой зоны началась около 17 000 л.н. и не была первопричиной начала планетарного процесса деградации оледенения, а шла вслед за глобальными изменениями климата и уровня моря.

Послеледниковые изменения климата в большинстве районов имели общий тренд (потепление в раннем голоцене до ~8000 и 4000–2000 л.н., похолодание 2000–1500 л.н.), но имели и локальные различия, связанные с такими факторами, как географическая широта, высота районов, особенности ледникового окружения, удаленность от моря.

Голоценовые кривые хода ОУМ демонстрируют общий рост уровня с раннего голоцена до максимальных высот между 8000 и 6000 л.н. и последующую тенденцию его падения с наличием этапов: быстрое снижение уровня до 3500–3000 л.н., последующее замедление и, вероятно, стабилизация и даже небольшой рост уровня между 2500 и 1300 л.н. Локальные различия амплитуд

и хода уровня обуславливались местной тектоникой и динамикой дегляциации.

В дегляциации краевой зоны Антарктиды выделяются четыре основных фазы: с конца позднего неоплейстоцена – начала голоцена до 7500 л.н.; с 7500 до 4000 л.н.; с 4000 до 1000 л.н.; последние 1000 лет. Скорости дегляциации были высокими с раннего голоцена (примерно до 7500 л.н.) из-за потепления и морской трансгрессии; потом скорость снизилась. Продвижение выводящих и шельфовых ледников 6500 и 4500 л.н. было связано со снижением уровня моря и похолоданием. В период 4000–1000 л.н. выводящие и шельфовые ледники также могли реагировать на изменения уровня моря, а ледниковые купола разрастались по схеме “потепление – увеличение влажности – рост снежно-ледового накопления”. Во время МЛП в некоторых районах были созданы морены, регистрирующие незначительное разрастание ледников из-за похолодания. Таким образом, влияние глобальных изменений климата и уровня моря на развитие оледенения и природной среды краевой зоны Антарктиды было наиболее сильным в раннем голоцене, а затем ослабевало одновременно с усилением роли региональных и локальных факторов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (научный проект № 20-15-50236 “Экспансия”).*

### Литература

- Веркулич С.Р.** Реконструкция голоценовых изменений климата в краевой зоне Восточной Антарктиды на основе изучения донных осадков озер и морских заливов // Изв. РАН. Сер. геогр., 2007, № 4, с. 38–43.
- Веркулич С.Р.** Органические отложения в гнездах пингвинов и снежных буревестников – свидетельства условий и хода дегляциации краевой зоны Антарктиды // Изв. Рус. геогр. о-ва, 2008, вып. 3, с. 16–21.
- Веркулич С.Р.** Условия и ход дегляциации в краевой зоне Антарктиды // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 2, с. 73–81.
- Веркулич С.Р.** Последний ледниковый максимум в краевой зоне Антарктиды: синтез палеогеографических данных // Лед и снег, 2010, т. 50, № 4, с. 91–100.
- Веркулич С.Р., Дорожкина М.В., Пушина З.В. и др.** Условия интерстадиала (MIS 3) и характер оледенения последнего ледникового максимума на острове Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Лед и снег, 2013, № 1 (121), с. 111–117.
- Веркулич С.Р., Пушина З.В., Дорожкина М.В. и др.** Характеристика природных условий формирования отложений интерстадиала (MIS-3) острова Кинг Джордж (Западная Антарктика) на основе изучения ископаемых диатомовых комплексов // Пробл. Арктики и Антарктики, 2015, № 4 (106), с. 109–119.
- Веркулич С.Р., Пушина З.В., Сократова И.Н. и др.** Изменения уровня моря и гляциоизостазия на побережье Антарктиды в голоцене // Материалы гляциол. исслед., 2007, вып. 102, с. 161–167.
- Веркулич С.Р., Пушина З.В., Сократова И.Н., Татур А.** Изменения оледенения оазиса Ширмахера (Восточная Антарктида) с конца позднего неоплейстоцена // Лед и снег, 2011, т. 51, № 2, с. 116–121.
- Веркулич С.Р., Пушина З.В., Татур А. и др.** Изменения природной обстановки и диатомовая флора в оазисе Ширмахера (Восточная Антарктида) в конце позднего неоплейстоцена и в голоцене // Пробл. Арктики и Антарктики, 2012а, № 2 (92), с. 27–42.
- Веркулич С.Р., Пушина З.В., Татур А. и др.** Голоценовые изменения природной среды на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Пробл. Арктики и Антарктики, 2012б, № 3 (93), с. 17–27.
- Демидов Н.Э., Веркулич С.Р., Занина О.В. и др.** Конечная морена и озерно-лагунные отложения в разрезе четвертичных отложений оазиса Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида // Пробл. Арктики и Антарктики, 2013, № 3 (97), с. 79–90.
- Котляков В.М., Захаров В.Г., Москалевский М.Ю., Хромова Т.Е.** Оценка строения, режима и эволюции ледников краевой зоны Антарктиды // Материалы гляциол. исслед., 2003, вып. 95, с. 135–140.
- Полещук К.В., Веркулич С.Р.** Реконструкция изменений уровня моря в районе оазиса Бангера (Восточная Антарктида) в голоцене // Пробл. Арктики и Антарктики, 2014, № 2 (100), с. 15–24.
- Полещук К.В., Веркулич С.Р., Ежиков И.С., Пушина З.В.** Последледниковые изменения относительного уровня моря на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Лед и снег, 2016, т. 56, № 1, с. 92–103.
- Сократова И.Н.** Антарктические оазисы: история и значение термина // Материалы гляциол. исслед., 2007, вып. 103, с. 25–29.
- Adamson D., Colhoun E.** Late Quaternary glaciation and deglaciation of the Bunger Hills, Antarctica // Antarctic Sci., 1992, vol. 4, No. 4, p. 435–446.
- Adamson D.A., Mabin M.G.G., Luly J.G.** Holocene isostasy and late Cenozoic development of landforms including Beaver and Radok Lake basins in the Amery Oasis, Prince Charles Mountains, Antarctica // Antarctic Sci., 1997, vol. 9, No. 3, p. 299–306.
- Adamson D., Pickard J.** Cainozoic history of the Vestfold Hills // J. Pickard (Ed.). Antarctic oasis: Terrestrial environments and history of the Vestfold Hills. Sydney, Acad. Press Australia, 1986, p. 63–99.
- Ahn I.Y.** Ecology of the Antarctic bivalve *Laternula elliptica* (King and Broderip) in Collins Harbor, King George Island: benthic environment and an adaptive strategy // P.A. Berkman, Y. Yoshida (Eds.). Holocene environmental changes in Antarctic coastal areas (Memoirs of National Institute of Polar Research, Spec. iss. 50). Tokyo, Japan, NIPR, 1994, p. 1–10.
- Anderson J.B., Conway H., Bart P.J. et al.** Ross Sea paleo-ice sheet drainage and deglacial history during and since the LGM // Quatern. Sci. Revs., 2014, vol. 100, p. 31–54.
- Anderson J., Shipp S., Lowe A. et al.** The Antarctic ice sheet during the last glacial maximum and its subsequent retreat history: a review // Quatern. Sci. Revs., 2002, vol. 21, No. 1–3, p. 49–70.
- Baroni C., Orombelli G.** Holocene raised beaches at Terra Nova Bay, Victoria Land, Antarctica // Quatern. Res., 1991, vol. 36, p. 157–177.
- Baroni C., Orombelli G.** The retreat of the Antarctic Ice Sheet from the Ross Sea continental shelf and the Holocene diffusion of Adelie penguins in Victoria Land // Terra Antarctica, 1994a, vol. 1, p. 151–152.

- Baroni C., Orombelli G.** Abandoned penguin rookeries as Holocene palaeoclimatic indicators in Antarctica // *Geology*, 1994b, vol. 22, p. 23–26.
- Baroni C., Orombelli G.** Holocene glacier variations in the Terra Nova Bay area (Victoria Land, Antarctica) // *Antarctic Sci.*, 1994c, vol. 6, No. 4, p. 497–505.
- Bentley M.J.** Volume of Antarctic ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change // *Quatern. Sci. Revs.*, 1999, vol. 18, p. 1569–1595.
- Berg S., Melles M., Gore D. et al.** Postglacial evolution of marine and lacustrine water bodies in Bunge Hills // *Antarctic Sci.*, 2020, vol. 32, No. 2, p. 107–129.
- Berg S., Wagner B., Crèmer H. et al.** Late Quaternary environmental and climate history of Rauer Group, East Antarctica // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2010, vol. 297, p. 201–213.
- Berkman P.A., Andrews J.T., Björck S. et al.** Circum-Antarctic coastal environmental shifts during the Late Quaternary reflected by emerged marine deposits // *Antarctic Sci.*, 1998, vol. 10, No. 3, p. 345–362.
- Berkman P.A., Forman S.L.** Pre-bomb radiocarbon and the reservoir correction for calcareous marine species in the Southern Ocean // *Geophys. Res. Lett.*, 1996, vol. 23, p. 363–366.
- Björck S., Hakansson H., Zale R. et al.** A Late Holocene lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with paleoclimatic implications // *Antarctic Sci.*, 1991, vol. 3, No. 1, p. 61–72.
- Björck S., Olsson S., Ellis-Evans C. et al.** Late Holocene palaeoclimatic records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1996, vol. 121, p. 195–220.
- Bormann P., Fritzsche D.** The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings. Gotha, Germany, Justus Perthes Verlag, 1995, p. 171–206.
- Carrara P.** Evidence for a former large ice sheet in the Orville Coast-Ronne Ice Shelf area, Antarctica // *J. Glaciol.*, 1981, vol. 27, p. 487–491.
- Clapperton C.M., Sugden D.E.** Late Quaternary glacial history of George VI Sound area, West Antarctica // *Quatern. Res.*, 1982, vol. 18, p. 243–267.
- Clark P.U., Mix A.C.** Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum // *Quatern. Sci. Revs.*, 2002, vol. 21, p. 1–7.
- Clayton-Green J.M., Hendy C.H., Hogg A.G.** Chronology of a Wisconsin age proglacial lake in the Miers Valley, Antarctica // *New Zealand J. Geol. and Geophys.*, 1988, vol. 31, p. 353–361.
- Cofaigh C., Davies B.J., Livingstone S.J. et al.** Reconstruction of ice-sheet changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum // *Quatern. Sci. Revs.*, 2014, vol. 100, p. 87–110.
- Cremer H., Gore D., Melles M., Roberts D.** Palaeoclimatic significance of late Quaternary diatom assemblages from southern Windmill Islands, East Antarctica // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2003, vol. 195, p. 261–280.
- Denton G.H., Bockheim J.G., Rutford R.H., Andersen B.G.** Glacial history of the Ellsworth Mountains, West Antarctica // *Geol. Soc. of America, Memoirs*, 1992, vol. 170, p. 403–432.
- Dolgikh A., Alexandrin M., Konstantinov E. et al.** Radiocarbon age of the Holocene deglaciation in the Thala Hills oasis, East Antarctica // *Abstracts of the 1st Intern. Workshop on Antarctic permafrost, periglacial processes and soils (ANTPAS) “From an Expert Group to a Research Program”* (Varese, Italy, 4–6 Oct., 2017). Varese, 2017, p. 14.
- Domack E.W., Ishman S.E., Stein A.B. et al.** Late Holocene advance of the Müller Ice Shelf, Antarctic Peninsula: sedimentological, geochemical and palaeontological evidence // *Antarctic Sci.*, 1995, vol. 7, No. 2, p. 159–170.
- Domack E., O’Brien P., Harris P. et al.** Late Quaternary sediment facies in Prydz Bay, East Antarctica and their relationship to glacial advance onto the continental shelf // *Antarctic Sci.*, 1998, vol. 10, p. 234–244.
- Doran P.T., Wharton R.A., Lyons W.B.** Paleolimnology of McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *J. Paleolimnol.*, 1994, vol. 10, p. 85–114.
- Elverhøi A.** Evidence for a late Wisconsin glaciation of the Weddell Sea // *Nature*, 1981, vol. 295, p. 641–642.
- Emslie S.D., Woehler E.J.** A 9000-year record of Adelie penguin occupation and diet in the Windmill Islands, East Antarctica // *Antarctic Sci.*, 2005, vol. 17, No. 1, p. 57–66.
- Fabel D., Stone J., Fifield L.K., Cresswell R.G.** Deglaciation of the Vestfold Hills, East Antarctica: preliminary evidence from exposure dating of three subglacial erratics // C.A. Ricci (Ed.). *The Antarctic Region: Geological evolution and processes: Proc. of the Seventh Intern. Symp. on Antarctic Earth Sciences* (Siena, 1995). Siena, Italy, Terra Antarctica Publ., 1997, p. 829–834.
- Folland C.K., Karl T.R., Vinnikov K.Y.** Observed climate variations and change // *Climate Change, the IPCC scientific assessment*. WMO/UNEP. Cambridge, Gr. Brit., Cambridge Univ. Press, 1990, p. 201–238.
- Fulford-Smith S.P., Sikes E.L.** The evolution of Ace Lake, Antarctica, determined from sedimentary diatom assemblages // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1996, vol. 124, p. 73–86.
- Gao Y., Yang L., Mei Y. et al.** Ice sheet changes and GIA-induced surface displacement of the Larsemann Hills during the last 50 kyr // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 2020, vol. 125.
- Goodwin I.D.** Holocene deglaciation, sea-level change, and the emergence of the Windmill Islands, Budd Coast, Antarctica // *Quatern. Res.*, 1993, vol. 40, p. 70–80.
- Goodwin I.D., Zweck C.** Glacio-isostasy and glacial ice load at Law Dome, Wilkes Land, East Antarctica // *Quatern. Res.*, 2000, vol. 53, p. 285–293.
- Gordon J.E., Harkness D.D.** Magnitude and geographic variation of the radiocarbon content in Antarctic marine life: implications for reservoir corrections in radiocarbon dating // *Quatern. Sci. Revs.*, 1992, vol. 11, p. 697–708.
- Gore D.B.** Last glaciation of Vestfold Hills: extension of the East Antarctic ice sheet or lateral expansion of Sorsdal Glacier // *Polar Record*, 1997, vol. 33, No. 184, p. 5–12.
- Gore D., Rhodes E., Augustinus P. et al.** Bunge Hills, East Antarctica: ice free at the Last Glacial Maximum // *Geology*, 2001, vol. 29, p. 1103–1106.
- Hall B.L.** Late-Holocene advance of the Collins Ice Cap, King George Island, South Shetland Islands // *The Holocene*, 2007, vol. 17 (8), p. 1253–1258.
- Hall B.L., Denton G.H., Overturf B.** Glacial lake Wright, a high-level Antarctic lake during the LGM and early Holocene // *Antarctic Sci.*, 2001, vol. 13, No. 1, p. 53–60.
- Hayashi M., Yoshida Y.** Holocene raised beaches in the Lützow-Holm Bay region, East Antarctica // P.A. Berkman, Y. Yoshida (Eds.). *Holocene environmental changes in Antarctic coastal areas* (Memoirs of Nat. Inst. Polar Res., Spec. iss. 50). Tokyo, NIPR, 1994, p. 49–84.
- Hiller A., Hermichen W-D., Wand U.** Radiocarbon-dated subfossil stomach oil deposits from petrel nesting sites: novel



- paleoenvironmental records from continental Antarctica // *Radiocarbon*, 1995, vol. 37, No. 2, p. 171–180.
- Hirakawa K., Sawagaki T.** Radiocarbon dates of fossil shells from raised beach sediments along the Soya Coast, East Antarctica – a report on a geomorphological survey during JARE-35 (1993–94) // *Antarctic Record*, 1998, vol. 42, p. 151–167.
- Hirvas H., Nenonen K., Quilty P.** Till stratigraphy and glacial history of the Vestfold Hills area, East Antarctica // *Quatern. International*, 1993, vol. 18, p. 81–95.
- Hjort C., Bentley M.J., Ingólfsson O.** Holocene and pre-Holocene temporary disappearance of the George VI Ice Shelf, Antarctic Peninsula // *Antarctic Sci.*, 2001, vol. 13, No. 3, p. 296–301.
- Hjort C., Björck S., Ingólfsson O., Möller P.** Holocene deglaciation and climate history of the northern Antarctic Peninsula region: a discussion of correlations between the Southern and Northern Hemispheres // *Ann. Glaciol.*, 1998, vol. 27, p. 110–112.
- Hjort C., Ingólfsson O., Bentley M.J., Björck S.** The Late Pleistocene and Holocene glacial and climate history of the Antarctica Peninsula region as documented by the land and lake sediment records – a review // *Antarctic Res. Series*, 2003, vol. 79, p. 95–102.
- Hodgson D.A., Doran P.T., Roberts D., McMin A.** Paleolimnological studies from the Antarctic and Subantarctic islands // R. Pienitz, M.S.V. Douglas, J.P. Smol (Eds.). Long-term environmental change in Arctic and Antarctic lakes. The Netherlands, Springer, 2004, p. 419–474.
- Hodgson D. A., Graham A.G.C., Roberts J.R. et al.** Terrestrial and submarine evidence for the extent and timing of the last glacial maximum and the onset of deglaciation on the maritime-Antarctic and sub-Antarctic islands // *Quatern. Sci. Revs.*, 2014, vol. 100, p. 138–158.
- Hodgson D.A., Noon P.E., Vyverman W. et al.** Where the Larsemann Hills ice-free through the Last Glacial Maximum? // *Antarctic Sci.*, 2001, vol. 14, No. 4, p. 440–454.
- Hodgson D.A., Verleyen E., Sabbe K. et al.** Late Quaternary climate-driven environmental change in the Larsemann Hills, East Antarctica, multi-proxy evidence from a lake sediment core // *Quatern. Res.*, 2005, vol. 64, p. 83–99.
- Hodgson D.A., Verleyen E., Vyverman W. et al.** A geological constraint on relative sea level in Marine Isotope Stage 3 in the Larsemann Hills, Lambert Glacier region, East Antarctica (31366–33228 cal yr BP) // *Quatern. Sci. Revs.*, 2009, vol. 28, p. 2689–2696.
- Ingólfsson Ó., Björck S., Hjort C., Smith R.I.L.** Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula // *Boreas*, 1992, vol. 21, p. 209–222.
- Ingólfsson Ó., Hjort C., Berkman P.A. et al.** Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land // *Antarctic Sci.*, 1998, vol. 10, No. 3, p. 326–344.
- Jordan H., van der Wateren F.M.** The lakes of Litell Rocks, North Victoria Land, Antarctica – consequences for the deglaciation of the Rennick Valley // *Geologisches Jahrbuch*, 1993, vol. 47, p. 371–388.
- Jouzel J., Masson V., Cattani O. et al.** A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record // *Geophys. Res. Lett.*, 2001, vol. 28, No. 16, p. 3199–3202.
- Karl H.A.** High-resolution seismic reflection interpretations of some sediment deposits, Antarctic continental margin: focus on the western Ross Sea // *Marine Geol.*, 1989, vol. 85, p. 205–223.
- Kirkup H., Melles M., Gore D.B.** Late Quaternary environment of southern Windmill Islands, East Antarctica // *Antarctic Sci.*, 2002, vol. 14, p. 385–394.
- Kulbe T., Melles M., Verkulich S., Pushina Z.** East Antarctic climate and environmental variability over the last 9400 years inferred from marine sediments of the Bungee Oasis // *Arctic, Antarctic and Alpine Res.*, 2001, vol. 33, No. 2, p. 223–230.
- Lambeck K., Yokoyama Y., Purcell T.** Into and out of the last glacial maximum: sea level changes during oxygen isotope stages 3 and 2 // *Quatern. Sci. Revs.*, 2002, vol. 21, No. 1–3, p. 343–360.
- Leitchenkov G., Stagg H., Gandiukhin V. et al.** Cenozoic seismic stratigraphy of Prydz Bay (Antarctic) // *Terra Antarctica*, 1994, vol. 1, p. 395–397.
- Licht K.J., Jennings A.E., Andrews J.T., Williams K.M.** Chronology of late Wisconsin ice retreat from the western Ross Sea, Antarctica // *Geology*, 1996, vol. 24, No. 3, p. 223–226.
- Lyons W.B., Tyler S.W., Wharton R.A. et al.** A late Holocene desiccation of Lake Hoare and Lake Fryxell, McMurdo Dry Valleys, Antarctica // *Antarctic Sci.*, 1998, vol. 10, No. 3, p. 247–256.
- Mabin M.C.G.** The glacial history of the Lambert Glacier – Prince Charles Mountains area and comparisons with the record from the Transantarctic Mountains // D. Gillieson, S. Fitzsimons (Eds.). Quaternary research in Australian Antarctica: future directions. Spec. Publ. 3. Canberra, Australian Defence Force Academy, 1991, p. 15–23.
- Mahesh J.B., Warriar A., Mohan K.R. et al.** Response of Sandy Lake in Schirmacher Oasis, East Antarctica to the glacial-interglacial climate shift // *J. Paleolimnol.*, 2017, vol. 58, p. 275–289.
- Masson V., Vimeux F., Jouzel J. et al.** Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records // *Quatern. Res.*, 2000, vol. 54, p. 348–358.
- McMin A.** Late Holocene increase in sea ice extent in fjords of the Vestfold Hills, eastern Antarctica // *Antarctic Sci.*, 2000, vol. 12, No. 1, p. 80–88.
- Melles M., Kulbe T., Verkulich S. et al.** Late Pleistocene and Holocene environmental history of Bungee Hills, East Antarctica, as revealed by fresh-water and epishelf lake sediments // C.A. Ricci (Ed.). The Antarctic Region: Geological evolution and processes: Proc. of the Seventh Intern. Symp. on Antarctic Earth Sciences (Siena, 1995). Siena, Italy, Terra Antarctica Publ., 1997, p. 809–820.
- Melles M., Verkulich S.R., Hermichen W.-D.** Radiocarbon dating of lacustrine and marine sediments from the Bungee Hills, East Antarctica // *Antarctic Sci.*, 1994, vol. 6, No. 3, p. 375–378.
- Miura H., Maemoku H., Igarashi A. et al.** Late Quaternary raised beach deposits and radiocarbon dates of marine fossils around Lutzow-Holm Bay. Tokyo, Nat. Inst. Polar Res., 1998a, 46 p.
- Miura H., Moriwaki K., Maemoku H., Hirakawa K.** Fluctuations of the East Antarctic ice-sheet margin since the last glaciation from the stratigraphy of raised beach deposits along the Soya Coast // *Ann. Glaciol.*, 1998b, vol. 27, p. 297–301.
- Moriwaki K., Yoshida Y.** Submarine topography of Lutzow-Holm bay, Antarctica // *Memoirs of the Nat. Inst. Polar Res.*, 1983, vol. 28, p. 247–258.
- Nichols K.A., Goehring B.M., Balco G. et al.** New Last Glacial Maximum ice thickness constraints for the Weddell Sea Embayment, Antarctica // *The Cryosphere*, 2019, vol. 13, p. 2935–2951.
- Oberholzer P., Baroni C., Schaefer J.M. et al.** Limited Pliocene/Pleistocene glaciation in Deep Freeze Range, northern Victoria Land, Antarctica, derived from in situ cosmogenic nuclides // *Antarctic Sci.*, 2003, vol. 15, No. 4, p. 493–502.

- Orombelli G., Baroni C., Denton G.H.** Late Cenozoic glacial history of the Terra Nova Bay region, Northern Victoria Land, Antarctica // *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, 1990, vol. 13, p. 139–163.
- Peltier W.R.** On eustatic sea level history: last glacial maximum to Holocene // *Quatern. Sci. Revs.*, 2002, vol. 21, No. 1–3, p. 377–396.
- Roberts S.J., Hodgson D.A., Sterken M. et al.** Geological constraints on glacio-isostatic adjustment models of relative sea-level change during deglaciation of Prince Gustav Channel, Antarctic Peninsula // *Quatern. Sci. Revs.*, 2011, vol. 30, p. 3603–3617.
- Roberts D., McMinn A., Cremer H. et al.** The Holocene evolution and palaeosalinity history of Beall Lake, Windmill Islands (East Antarctica) using an expanded diatom-based weighted averaging model // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2004, vol. 208, p. 121–140.
- Ryan P.G., Steele W.K., Siegfried W.R. et al.** Radiocarbon dates of snow petrel regurgitations can reveal exposure periods for nunataks in Antarctica // *South African J. Sci.*, 1992, No. 88, p. 578–580.
- Santana E., Dumont J.F.** Coastal morphology of a fast uplifting coast: characteristics and implications, the Antarctic Peninsula, Greenwich Island, South Shetland // 9th Intern. Symp. on Antarctic Earth Sciences (Sept. 8–12, 2003). Potsdam, Germany, Terra Nostra, 2003, p. 285–286.
- Schwab M.J.** Reconstruction of the Late Quaternary climatic and environmental history of the Schirmacher Oasis and the Wohlthat Massif, East Antarctica. *Berichte zur Polar- und Meeresforschung* 545). Bremerhaven, Germany, Alfred-Wegener-Institute für Polar- und Meeresforschung, 1998, 128 p.
- Smith G.I., Friedman I.** Lithology and paleoclimatic implications of lacustrine deposits around Lake Vanda and Don Juan Pond, Antarctica // *Antarctic Res. Series*, 1993, vol. 59, p. 83–94.
- Sterken M., Roberts S.J., Hodgson D.A. et al.** Holocene glacial and climate history of Prince Gustav Channel, north-eastern Antarctic Peninsula // *Quatern. Sci. Revs.*, 2012, vol. 31, p. 93–111.
- Stone J.O., Balco G.A., Sugden D.A. et al.** Holocene deglaciation of Marie Byrd Land, West Antarctica // *Science*, 2003, vol. 299, p. 99–102.
- Stuiver M., Denton G., Hughes T., Fastook J.** History of the Marine Ice Sheet in West Antarctica during the last glaciation: a working hypothesis // G.H. Denton, T. Hughes (Eds.). *The Last Great Ice Sheets*. New York, USA, John Wiley and Sons, 1981, p. 319–436.
- Swadling K.M., Dartnall H.J., Gibson J.A.** Fossil rotifers and the early colonization of an Antarctic lake // *Quatern. Res.*, 2001, vol. 55, p. 380–384.
- Verkulich S., Hiller A.** Holocene deglaciation history of the Bunger Hills revealed by C-14 measurements on stomach oil deposits in snow petrel colonies // *Antarctic Sci.*, 1994, vol. 6, No. 3, p. 395–399.
- Verkulich S.R., Melles M., Pushina Z.V., Hubberten H.-W.** Holocene environmental changes and development of Figurnoye Lake in the southern Bunger Oasis, East Antarctica // *J. Paleolimnol.*, 2002, vol. 28, p. 253–267.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Milne G.A. et al.** Relative sea-level history from the Lambert Glacier region, East Antarctica, and its relation to deglaciation and Holocene glacier readvance // *Quatern. Res.*, 2005, vol. 63, p. 45–52.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Sabbe K., Vyverman W.** Late Quaternary deglaciation and climate history of the Larsemann Hills (East Antarctica) // *J. Quatern. Sci.*, 2004, vol. 19, No. 4, p. 361–375.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Sabbe K. et al.** Post-glacial regional climate variability along the East Antarctic coastal margin – evidence from shallow marine and coastal terrestrial records // *Earth-Sci. Revs.*, 2011, vol. 104, p. 199–212.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Vyverman W. et al.** Modelling diatom responses to climate induced fluctuations in the moisture balance in continental Antarctic lakes // *J. Paleolimnol.*, 2003, vol. 30, p. 195–215.
- Wagner B., Cremer H., Hultsch N. et al.** Late Pleistocene and Holocene history of Lake Terrasovoje, Amery Oasis, East Antarctica, and its climatic and environmental implications // *J. Paleolimnol.*, 2004, vol. 32, p. 321–339.
- Waite R.B.** Thicker West Antarctic ice sheet and peninsula ice cap in late Wisconsin time – sparse evidence from northern Lassiter Coast // *Antarctic J. US*, 1983, vol. 18, No. 5, p. 91–93.
- Walsh J.E.** A comparison of Arctic and Antarctic climate change, present and future // *Antarctic Sci.*, 2009, vol. 21, No. 3, p. 179–188.
- Wasilowska A., Tatur A., Pushina Z. et al.** Impact of the “Little Ice Age” climate cooling on the maar lake ecosystem affected by penguins: a lacustrine sediment record, Penguin Island, West Antarctica // *The Holocene*, 2017, vol. 27, No. 8, p. 1115–1131.
- Whitehead J., McMinn A.** Use of benthic diatom assemblages from the Vestfold Hills for paleodepth analysis // *Marine Micropaleontol.*, 1997, vol. 29, p. 301–318.
- Zale R., Karlen W.** Lake sediment cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands // *Geografiska Ann.*, 1989, vol. 71A, p. 211–220.
- Zwartz D., Bird M., Stone J., Lambeck K.** Holocene sea level change and ice-sheet history in the Vestfold Hills, East Antarctica // *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 1998, vol. 155, p. 131–145.

## References

- Verkulich S.R. Reconstruction of Holocene climate changes in the marginal zone of East Antarctica based on the study of bottom sediments of lakes and sea bays. *Izvestia RAN, Ser. Geographicheskaya* [Russian Academy of Science News, Geographical series], 2007, No. 4, p. 38–43 (in Russian).
- Verkulich S.R. Organic sediments in nests of penguins and snow petrels – evidence of the conditions and progress of deglaciation of the marginal zone of Antarctica. *Izvestia Russkogo Geographicheskogo Obschestva Russian Geographic Society News* [Russian Geographic Society News], 2008, iss. 3, p. 16–21 (in Russian).
- Verkulich S.R. Conditions and regime of the last deglaciation in the edge zone of Antarctica. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2009, vol. XIII, No. 2, p. 73–81 (in Russian).
- Verkulich S.R. The last glacial maximum in the marginal zone of Antarctica: synthesis of paleogeographic data. *Led i Sneg* [Ice and Snow], 2010, vol. 50, No. 4, p. 91–100 (in Russian).
- Verkulich S.R., Dorozhkina M.V., Pushina Z.V. et al. Interstadial conditions (MIS 3) and glaciation patterns of the last glacial maximum on King George Island (West Antarctica). *Led i Sneg* [Ice and Snow], 2013, No. 1 (121), p. 111–117 (in Russian).
- Verkulich S.R., Pushina Z.V., Dorozhkina M.V. et al. Characterization of environmental conditions of the interstadial (MIS 3) deposits formation in King George Island (West Antarctica) based on the study of fossil diatom assemblages. *Problemy Arktiki and Antarktiki* [Arctic and Antarctic Research], 2015, No. 4 (106), p. 109–119 (in Russian).

- Verkulich S.R., Pushina Z.V., Sokratova I.N. et al. Changes in sea level and glacial isostasy on the Antarctic coast in the Holocene. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy* [Materials of Glaciological Studies], 2007, iss. 102, p. 161–167 (in Russian).
- Verkulich S.R., Pushina Z.V., Sokratova I.N., Tatur A. Changes in glaciation of the Schirmacher oasis (East Antarctica) since the end of the Late Neopleistocene. *Led i Sneg* [Ice and Snow], 2011, vol. 51, No. 2, p. 116–121 (in Russian).
- Verkulich S.R., Pushina Z.V., Tatur A. et al. Environmental changes and diatom flora in the Schirmacher oasis (East Antarctica) at the end of the Late Neopleistocene and in the Holocene. *Problemy Arktiki and Antarktiki* [Arctic and Antarctic Research], 2012a, No. 2 (92), p. 27–42 (in Russian).
- Verkulich S.R., Pushina Z.V., Tatur A. et al. Holocene environmental changes in Fildes Peninsula, King George Island (West Antarctica). *Problemy Arktiki and Antarktiki* [Arctic and Antarctic Research], 2012b, No. 3 (93), p. 17–27 (in Russian).
- Demidov N.E., Verkulich S.R., Zanina O.V. et al. Terminal moraine and lacustrine-lagoon deposits in the section of Quaternary deposits of the Larsemann Hills oasis, East Antarctica. *Problemy Arktiki and Antarktiki* [Arctic and Antarctic Research], 2013, No. 3 (97), p. 79–90 (in Russian).
- Kotlyakov V.M., Zakharov V.G., Moskalevsky M.Yu., Khromova T.E. Assessment of the structure, regime and evolution of glaciers in the marginal zone of Antarctica. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy* [Materials of Glaciological Studies], 2003, iss. 95, p. 135–140 (in Russian).
- Poleschuk K.V., Verkulich S.R. Reconstruction of Holocene relative sea-level changes in the Bunger oasis region (East Antarctica). *Problemy Arktiki and Antarktiki* [Arctic and Antarctic Research], 2014, No. 2 (100), p. 15–24 (in Russian).
- Polishchuk K.V., Verkulich S.R., Ezhikov I.S., Pushina Z.V. Postglacial relative sea level change at Fildes Peninsula, King George Island (West Antarctica). *Led i Sneg* [Ice and Snow], 2016, No. 56 (1), p. 92–103 (in Russian).
- Sokratova I.N. Antarctic oases: history and meaning of the term. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy* [Materials of Glaciological Studies], 2007, iss. 103, p. 25–29 (in Russian).
- Adamson D., Colhoun E. Late Quaternary glaciation and deglaciation of the Bunger Hills, Antarctica. *Antarctic Science*, 1992, vol. 4, No. 4, p. 435–446.
- Adamson D.A., Mabin M.G.G., Luly J.G. Holocene isostasy and late Cenozoic development of landforms including Beaver and Radok Lake basins in the Amery Oasis, Prince Charles Mountains, Antarctica. *Antarctic Science*, 1997, vol. 9, No. 3, p. 299–306.
- Adamson D., Pickard J. Cainozoic history of the Vestfold Hills. In: J. Pickard (Ed.). *Antarctic oasis: Terrestrial environments and history of the Vestfold Hills*. Sydney, Academic Press Australia, 1986, p. 63–99.
- Ahn I.Y. Ecology of the Antarctic bivalve *Laternula elliptica* (King and Broderip) in Collins Harbor, King George Island: benthic environment and an adaptive strategy. In: P.A. Berkman, Y. Yoshida (Eds.). *Holocene environmental changes in Antarctic coastal areas* (Memoirs of National Institute of Polar Research, Special issue 50). Tokyo, Japan, NIPR, 1994, p. 1–10.
- Anderson J.B., Conway H., Bart P.J. et al. Ross Sea paleo-ice sheet drainage and deglacial history during and since the LGM. *Quaternary Science Reviews*, 2014, vol. 100, p. 31–54. – <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.020>
- Anderson J., Shipp S., Lowe A. et al. The Antarctic ice sheet during the last glacial maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quaternary Science Reviews*, 2002, vol. 21, No. 1–3, p. 49–70.
- Baroni C., Orombelli G. Holocene raised beaches at Terra Nova Bay, Victoria Land, Antarctica. *Quaternary Research*, 1991, vol. 36, p. 157–177.
- Baroni C., Orombelli G. The retreat of the Antarctic Ice Sheet from the Ross Sea continental shelf and the Holocene diffusion of Adelie penguins in Victoria Land. *Terra Antarctica*, 1994a, vol. 1, p. 151–152.
- Baroni C., Orombelli G. Abandoned penguin rookeries as Holocene palaeoclimatic indicators in Antarctica. *Geology*, 1994b, vol. 22, p. 23–26.
- Baroni C., Orombelli G. Holocene glacier variations in the Terra Nova Bay area (Victoria Land, Antarctica). *Antarctic Science*, 1994c, vol. 6, No. 4, p. 497–505.
- Bentley M.J. Volume of Antarctic ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change. *Quaternary Science Reviews*, 1999, vol. 18, p. 1569–1595.
- Berg S., Melles M., Gore D. et al. Postglacial evolution of marine and lacustrine water bodies in Bunger Hills. *Antarctic Science*, 2020, vol. 32, No. 2, p. 107–129, DOI: 10.1017/S0954102019000476.
- Berg S., Wagner B., Crèmer H. et al. Late Quaternary environmental and climate history of Rauer Group, East Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, vol. 297, p. 201–213, DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.08.002.
- Berkman P.A., Andrews J.T., Björck S. et al. Circum-Antarctic coastal environmental shifts during the Late Quaternary reflected by emerged marine deposits. *Antarctic Science*, 1998, vol. 10, No. 3, p. 345–362.
- Berkman P.A., Forman S.L. Pre-bomb radiocarbon and the reservoir correction for calcareous marine species in the Southern Ocean. *Geophysical Research Letters*, 1996, vol. 23, p. 363–366.
- Björck S., Hakansson H., Zale R. et al. A Late Holocene lake sediment sequence from Livingston Island, South Shetland Islands, with paleoclimatic implications. *Antarctic Science*, 1991, vol. 3, No. 1, p. 61–72.
- Björck S., Olsson S., Ellis-Evans C. et al. Late Holocene palaeoclimatic records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1996, vol. 121, p. 195–220.
- Bormann P., Fritzsche D. The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings. Gotha, Germany, Justus Perthes Verlag, 1995, p. 171–206.
- Carrara P. Evidence for a former large ice sheet in the Orville Coast-Ronne Ice Shelf area, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 1981, vol. 27, p. 487–491.
- Clapperton C.M., Sugden D.E. Late Quaternary glacial history of George VI Sound area, West Antarctica. *Quaternary Research*, 1982, vol. 18, p. 243–267.
- Clark P.U., Mix A.C. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 2002, vol. 21, p. 1–7.
- Clayton-Green J.M., Hendy C.H., Hogg A.G. Chronology of a Wisconsin age proglacial lake in the Miers Valley, Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1988, vol. 31, p. 353–361.
- Cofaigh C., Davies B.J., Livingstone S.J. et al. Reconstruction of ice-sheet changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 2014, vol. 100, p. 87–110. – <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.06.023>
- Crèmer H., Gore D., Melles M., Roberts D. Palaeoclimatic significance of late Quaternary diatom assemblages from southern Windmill Islands, East Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, vol. 195, p. 261–280.

- Denton G.H., Bockheim J.G., Rutford R.H., Andersen B.G. Glacial history of the Ellsworth Mountains, West Antarctica. *Geological Society of America, Memoirs*, 1992, vol. 170, p. 403–432.
- Dolgikh A., Alexandrin M., Konstantinov E. et al. Radiocarbon age of the Holocene deglaciation in the Thala Hills oasis, East Antarctica. In: Abstracts of the 1st International Workshop on Antarctic permafrost, periglacial processes and soils (ANTPAS) “From an Expert Group to a Research Program” (Varese, Italy, 4–6 Oct., 2017). Varese, 2017, p. 14.
- Domack E.W., Ishman S.E., Stein A.B. et al. Late Holocene advance of the Müller Ice Shelf, Antarctic Peninsula: sedimentological, geochemical and palaeontological evidence. *Antarctic Science*, 1995, vol. 7, No. 2, p. 159–170.
- Domack E., O’Brien P., Harris P. et al. Late Quaternary sediment facies in Prydz Bay, East Antarctica and their relationship to glacial advance onto the continental shelf. *Antarctic Science*, 1998, vol. 10, p. 234–244.
- Doran P.T., Wharton R.A., Lyons W.B. Paleolimnology of McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Journal of Paleolimnology*, 1994, vol. 10, p. 85–114.
- Elverhøi A. Evidence for a late Wisconsin glaciation of the Weddell Sea. *Nature*, 1981, vol. 295, p. 641–642.
- Emslie S.D., Woehler E.J. A 9000-year record of Adelie penguin occupation and diet in the Windmill Islands, East Antarctica. *Antarctic Science*, 2005, vol. 17, No. 1, p. 57–66.
- Fabel D., Stone J., Fifield L.K., Cresswell R.G. Deglaciation of the Vestfold Hills, East Antarctica: preliminary evidence from exposure dating of three subglacial erratics. In: C.A. Ricci (Ed.). *The Antarctic Region: Geological evolution and processes: Proc. of the Seventh Intern. Symp. on Antarctic Earth Sciences* (Siena, 1995). Siena, Italy. Terra Antarctica Publication, 1997, p. 829–834.
- Folland C.K., Karl T.R., Vinnikov K.Y. Observed climate variations and change. *Climate Change, the IPCC scientific assessment*. WMO/UNEP. Cambridge, Great Britain, Cambridge University Press, 1990, p. 201–238.
- Fulford-Smith S.P., Sikes E.L. The evolution of Ace Lake, Antarctica, determined from sedimentary diatom assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1996, vol. 124, p. 73–86.
- Gao Y., Yang L., Mei Y. et al. Ice sheet changes and GIA-induced surface displacement of the Larsemann Hills during the last 50 kyr. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2020, vol. 125. – <https://doi.org/10.1029/2020JB020167>
- Goodwin I.D. Holocene deglaciation, sea-level change, and the emergence of the Windmill Islands, Budd Coast, Antarctica. *Quaternary Research*, 1993, vol. 40, p. 70–80.
- Goodwin I.D., Zweck C. Glacio-isostasy and glacial ice load at Law Dome, Wilkes Land, East Antarctica. *Quaternary Research*, 2000, vol. 53, p. 285–293.
- Gordon J.E., Harkness D.D. Magnitude and geographic variation of the radiocarbon content in Antarctic marine life: implications for reservoir corrections in radiocarbon dating. *Quaternary Science Reviews*, 1992, vol. 11, p. 697–708.
- Gore D.B. Last glaciation of Vestfold Hills: extension of the East Antarctic ice sheet or lateral expansion of Sørsdal Glacier. *Polar Record*, 1997, vol. 33, No. 184, p. 5–12.
- Gore D., Rhodes E., Augustinus P. et al. Bunger Hills, East Antarctica: ice free at the Last Glacial Maximum. *Geology*, 2001, vol. 29, p. 1103–1106.
- Hall B.L. Late-Holocene advance of the Collins Ice Cap, King George Island, South Shetland Islands. *The Holocene*, 2007, vol. 17 (8), p. 1253–1258.
- Hall B.L., Denton G.H., Overturf B. Glacial lake Wright, a high-level Antarctic lake during the LGM and early Holocene. *Antarctic Science*, 2001, vol. 13, No. 1, p. 53–60.
- Hayashi M., Yoshida Y. Holocene raised beaches in the Lützow-Holm Bay region, East Antarctica. In: P.A. Berkman, Y. Yoshida (Eds.). *Holocene environmental changes in Antarctic coastal areas* (Memoirs of National Institute of Polar Research, Special issue 50). Tokyo, NIPR, 1994, p. 49–84.
- Hiller A., Hermichen W.-D., Wand U. Radiocarbon-dated subfossil stomach oil deposits from petrel nesting sites: novel paleoenvironmental records from continental Antarctica. *Radiocarbon*, 1995, vol. 37, No. 2, p. 171–180.
- Hirakawa K., Sawagaki T. Radiocarbon dates of fossil shells from raised beach sediments along the Soya Coast, East Antarctica – a report on a geomorphological survey during JARE-35 (1993–94). *Antarctic Record*, 1998, vol. 42, p. 151–167.
- Hirvas H., Nenonen K., Quilty P. Till stratigraphy and glacial history of the Vestfold Hills area, East Antarctica. *Quaternary International*, 1993, vol. 18, p. 81–95.
- Hjort C., Bentley M.J., Ingólfsson O. Holocene and pre-Holocene temporary disappearance of the George VI Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 2001, vol. 13, No. 3, p. 296–301.
- Hjort C., Björck S., Ingólfsson O., Möller P. Holocene deglaciation and climate history of the northern Antarctic Peninsula region: a discussion of correlations between the Southern and Northern Hemispheres. *Annals of Glaciology*, 1998, vol. 27, p. 110–112.
- Hjort C., Ingólfsson O., Bentley M.J., Björck S. The Late Pleistocene and Holocene glacial and climate history of the Antarctica Peninsula region as documented by the land and lake sediment records – a review. *Antarctic Research Series*, 2003, vol. 79, p. 95–102.
- Hodgson D.A., Doran P.T., Roberts D., McMinn A. Paleolimnological studies from the Antarctic and Subantarctic islands. In: R. Pienitz, M.S.V. Douglas, J.P. Smol (Eds.). *Long-term environmental change in Arctic and Antarctic lakes*. The Netherlands, Springer, 2004, p. 419–474.
- Hodgson D.A., Graham A.G.C., Roberts J.R. et al. Terrestrial and submarine evidence for the extent and timing of the last glacial maximum and the onset of deglaciation on the maritime-Antarctic and sub-Antarctic islands. *Quaternary Science Reviews*, 2014, vol. 100, p. 138–158.
- Hodgson D.A., Noon P.E., Vyverman W. et al. Where the Larsemann Hills ice-free through the Last Glacial Maximum? *Antarctic Science*, 2001, vol. 14, No. 4, p. 440–454.
- Hodgson D.A., Verleyen E., Sabbe K. et al. Late Quaternary climate-driven environmental change in the Larsemann Hills, East Antarctica, multi-proxy evidence from a lake sediment core. *Quaternary Research*, 2005, vol. 64, p. 83–99.
- Hodgson D.A., Verleyen E., Vyverman W. et al. A geological constraint on relative sea level in Marine Isotope Stage 3 in the Larsemann Hills, Lambert Glacier region, East Antarctica (31366–33228 cal yr BP). *Quaternary Science Reviews*, 2009, vol. 28, p. 2689–2696.
- Ingólfsson Ó., Björck S., Hjort C., Smith R.I.L. Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Boreas*, 1992, vol. 21, p. 209–222.
- Ingólfsson Ó., Hjort C., Berkman P.A. et al. Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land. *Antarctic Science*, 1998, vol. 10, No. 3, p. 326–344.
- Jordan H., van der Wateren F.M. The lakes of Littell Rocks, North Victoria Land, Antarctica – consequences for the deglaciation

- ciation of the Rennick Valley. *Geologisches Jahrbuch*, 1993, vol. 47, p. 371–388.
- Jouzel J., Masson V., Cattani O. et al. A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record. *Geophysical Research Letters*, 2001, vol. 28, No. 16, p. 3199–3202.
- Karl H.A. High-resolution seismic reflection interpretations of some sediment deposits, Antarctic continental margin: focus on the western Ross Sea. *Marine Geology*, 1989, vol. 85, p. 205–223.
- Kirkup H., Melles M., Gore D.B. Late Quaternary environment of southern Windmill Islands, East Antarctica. *Antarctic Science*, 2002, vol. 14, p. 385–394.
- Kulbe T., Melles M., Verkulich S., Pushina Z. East Antarctic climate and environmental variability over the last 9400 years inferred from marine sediments of the Bunger Oasis. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 2001, vol. 33, No. 2, p. 223–230.
- Lambeck K., Yokoyama Y., Purcell T. Into and out of the last glacial maximum: sea level changes during oxygen isotope stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 2002, vol. 21, No. 1–3, p. 343–360.
- Leitchenkov G., Stagg H., Gandiukhin V. et al. Cenozoic seismic stratigraphy of Prydz Bay (Antarctic). *Terra Antarctica*, 1994, vol. 1, p. 395–397.
- Licht K.J., Jennings A.E., Andrews J.T., Williams K.M. Chronology of late Wisconsin ice retreat from the western Ross Sea, Antarctica. *Geology*, 1996, vol. 24, No. 3, p. 223–226.
- Lyons W.B., Tyler S.W., Wharton R.A. et al. A late Holocene desiccation of Lake Hoare and Lake Fryxell, McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Antarctic Science*, 1998, vol. 10, No. 3, p. 247–256.
- Mabin M.C.G. The glacial history of the Lambert Glacier – Prince Charles Mountains area and comparisons with the record from the Transantarctic Mountains. In: D. Gillieson, S. Fitzsimons (Eds.). *Quaternary research in Australian Antarctica: future directions*. Special Publication 3. Canberra, Australian Defence Force Academy, 1991, p. 15–23.
- Mahesh J.B., Warriar A., Mohan K.R. et al. Response of Sandy Lake in Schirmacher Oasis, East Antarctica to the glacial-interglacial climate shift. *Journal of Paleolimnology*, 2017, vol. 58, p. 275–289, DOI: 10.1007/s10933-017-9977-8.
- Masson V., Vimeux F., Jouzel J. et al. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records. *Quaternary Research*, 2000, vol. 54, p. 348–358.
- McMinn A. Late Holocene increase in sea ice extent in fjords of the Vestfold Hills, eastern Antarctica. *Antarctic Science*, 2000, vol. 12, No. 1, p. 80–88.
- Melles M., Kulbe T., Verkulich S. et al. Late Pleistocene and Holocene environmental history of Bunger Hills, East Antarctica, as revealed by fresh-water and epishelf lake sediments. In: C.A. Ricci (Ed.). *The Antarctic Region: Geological evolution and processes: Proc. of the Seventh Intern. Symp. on Antarctic Earth Sciences* (Siena, 1995). Siena, Italy, Terra Antarctica Publication, 1997, p. 809–820.
- Melles M., Verkulich S.R., Hermichen W.-D. Radiocarbon dating of lacustrine and marine sediments from the Bunger Hills, East Antarctica. *Antarctic Science*, 1994, vol. 6, No. 3, p. 375–378.
- Miura H., Maemoku H., Igarashi A. et al. Late Quaternary raised beach deposits and radiocarbon dates of marine fossils around Lutzow-Holm Bay. Tokyo, National Institute of Polar Research, 1998a, 46 p.
- Miura H., Moriwaki K., Maemoku H., Hirakawa K. Fluctuations of the East Antarctic ice-sheet margin since the last glaciation from the stratigraphy of raised beach deposits along the Söya Coast. *Annals of Glaciology*, 1998b, vol. 27, p. 297–301.
- Moriwaki K., Yoshida Y. Submarine topography of Lützow-Holm bay, Antarctica. *Memoirs of the National Institute of Polar Research*, 1983, vol. 28, p. 247–258.
- Nichols K.A., Goehring B.M., Balco G. et al. New Last Glacial Maximum ice thickness constraints for the Weddell Sea Embayment, Antarctica. *The Cryosphere*, 2019, vol. 13, p. 2935–2951. – <https://doi.org/10.5194/tc-13-2935-2019>
- Oberholzer P., Baroni C., Schaefer J.M. et al. Limited Pliocene/Pleistocene glaciation in Deep Freeze Range, northern Victoria Land, Antarctica, derived from in situ cosmogenic nuclides. *Antarctic Science*, 2003, vol. 15, No. 4, p. 493–502.
- Orombelli G., Baroni C., Denton G.H. Late Cenozoic glacial history of the Terra Nova Bay region, Northern Victoria Land, Antarctica. *Geografia Fisica Dinamica Quaternaria*, 1990, vol. 13, p. 139–163.
- Peltier W.R. On eustatic sea level history: last glacial maximum to Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 2002, vol. 21, No. 1–3, p. 377–396.
- Roberts S.J., Hodgson D.A., Sterken M. et al. Geological constraints on glacio-isostatic adjustment models of relative sea-level change during deglaciation of Prince Gustav Channel, Antarctic Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 2011, vol. 30, p. 3603–3617, DOI: 10.1016/j.quascirev.2011.09.009.
- Roberts D., McMinn A., Cremer H. et al. The Holocene evolution and palaeosalinity history of Beall Lake, Windmill Islands (East Antarctica) using an expanded diatom-based weighted averaging model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, vol. 208, p. 121–140.
- Ryan P.G., Steele W.K., Siegfried W.R. et al. Radiocarbon dates of snow petrel regurgitations can reveal exposure periods for nunataks in Antarctica. *South African Journal of Science*, 1992, No. 88, p. 578–580.
- Santana E., Dumont J.F. Coastal morphology of a fast uplifting coast: characteristics and implications, the Antarctic Peninsula, Greenwich Island, South Shetland. In: 9th International Symposium on Antarctic Earth Sciences (Sept. 8–12, 2003). Potsdam, Germany, Terra Nostra, 2003, p. 285–286.
- Schwab M.J. Reconstruction of the Late Quaternary climatic and environmental history of the Schirmacher Oasis and the Wohlthart Massif, East Antarctica. *Berichte zur Polar- und Meeresforschung* 545). Bremerhaven, Germany, Alfred-Wegener-Institute für Polar- und Meeresforschung, 1998, 128 p.
- Smith G.I., Friedman I. Lithology and paleoclimatic implications of lacustrine deposits around Lake Vanda and Don Juan Pond, Antarctica. *Antarctic Research Series*, 1993, vol. 59, p. 83–94.
- Sterken M., Roberts S.J., Hodgson D.A. et al. Holocene glacial and climate history of Prince Gustav Channel, northeastern Antarctic Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 2012, vol. 31, p. 93–111, DOI: 10.1016/j.quascirev.2011.10.017.
- Stone J.O., Balco G.A., Sugden D.A. et al. Holocene deglaciation of Marie Byrd Land, West Antarctica. *Science*, 2003, vol. 299, p. 99–102.
- Suiver M., Denton G., Hughes T., Fastook J. History of the Marine Ice Sheet in West Antarctica during the last glaciation: a working hypothesis. In: G.H. Denton, T. Hughes (Eds.). *The Last Great Ice Sheets*. New York, USA, John Wiley and Sons, 1981, p. 319–436.
- Swadling K.M., Dartnall H.J., Gibson J.A. Fossil rotifers and the early colonization of an Antarctic lake. *Quaternary Research*, 2001, vol. 55, p. 380–384.

- Verkulich S., Hiller A. Holocene deglaciation history of the Bunger Hills revealed by C-14 measurements on stomach oil deposits in show petrel colonies. *Antarctic Science*, 1994, vol. 6, No. 3, p. 395–399.
- Verkulich S.R., Melles M., Pushina Z.V., Hubberten H.-W. Holocene environmental changes and development of Figurnoye Lake in the southern Bunger Oasis, East Antarctica. *Journal of Paleolimnology*, 2002, vol. 28, p. 253–267.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Milne G.A. et al. Relative sea-level history from the Lambert Glacier region, East Antarctica, and its relation to deglaciation and Holocene glacier readvance. *Quaternary Research*, 2005, vol. 63, p. 45–52.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Sabbe K., Vyverman W. Late Quaternary deglaciation and climate history of the Larsemann Hills (East Antarctica). *Journal of Quaternary Science*, 2004, vol. 19, No. 4, p. 361–375.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Sabbe K. et al. Post-glacial regional climate variability along the East Antarctic coastal margin – evidence from shallow marine and coastal terrestrial records. *Earth-Science Reviews*, 2011, vol. 104, p. 199–212.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Vyverman W. et al. Modelling diatom responses to climate induced fluctuations in the moisture balance in continental Antarctic lakes. *Journal of Paleolimnology*, 2003, vol. 30, p. 195–215.
- Wagner B., Cremer H., Hultsch N. et al. Late Pleistocene and Holocene history of Lake Terrasovoje, Amery Oasis, East Antarctica, and its climatic and environmental implications. *Journal of Paleolimnology*, 2004, vol. 32, p. 321–339.
- Waitt R.B. Thicker West Antarctic ice sheet and peninsula ice cap in late Wisconsin time – sparse evidence from northern Lassiter Coast. *Antarctic Journal of US*, 1983, vol. 18, No. 5, p. 91–93.
- Walsh J.E. A comparison of Arctic and Antarctic climate change, present and future. *Antarctic Science*, 2009, vol. 21, No. 3, p. 179–188.
- Wasiłowska A., Tatur A., Pushina Z. et al. Impact of the “Little Ice Age” climate cooling on the maar lake ecosystem affected by penguins: a lacustrine sediment record, Penguin Island, West Antarctica. *The Holocene*, 2017, vol. 27, No. 8, p. 1115–1131, DOI: 10.1177/0959683616683254.
- Whitehead J., McMinn A. Use of benthic diatom assemblages from the Vestfold Hills for paleodepth analysis. *Marine Micropaleontology*, 1997, vol. 29, p. 301–318.
- Zale R., Karlen W. Lake sediment cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands. *Geografiska Annaler*, 1989, vol. 71A, p. 211–220.
- Zwartz D., Bird M., Stone J., Lambeck K. Holocene sea level change and ice-sheet history in the Vestfold Hills, East Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, vol. 155, p. 131–145.

*Поступила в редакцию 18 августа 2021 г.,  
после доработки – 29 ноября 2021 г.,  
принята к публикации 26 февраля 2022 г.*