

Contents

Russian-French seminar 2015 (<i>J. Chappellaz, V.Ya. Lipenkov</i>)	4
--	---

Glaciers and Ice Sheets

<i>D.O. Vladimirova, A.A. Ekaykin, V.Ya. Lipenkov</i> . The variability of climate in Indian Ocean sector of East Antarctica over the past 350 years	5
<i>O.O. Rybak, V.M. Volodin, A.P. Nevecherya</i> . Geothermal heat flux in Greenland and its influence upon the ice sheet model topography	19
<i>A.V. Kozachek, A.A. Ekaykin, V.N. Mikhalev, V.Ya. Lipenkov, S.S. Kutuzov</i> . Isotopic composition of the ice cores obtained on the Western Plateau of the Mt Elbrus	35
<i>A.V. Zimnitskiy, Yu.V. Efremov, Yu.G. Ilyichev</i> . Present-day glaciation of Western Asia (on the Turkey territory)	50

Snow Cover and Avalanches

<i>A.N. Gelfan, V.M. Moreydo</i> . Describing macro-scale structure of the snow cover by a dynamic-stochastic model	61
<i>V.V. Popova, P.A. Morozova, T.B. Titkova, V.A. Semenov, E.A. Cherenkova, A.V. Shiryayeva, L.M. Kitaev</i> . Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites	73

Ground Ice and Icings

<i>O.L. Opokina, E.A. Slagoda, A.N. Kurchatova</i> . Stratigraphy of the section «Marre-Sale» (West Yamal): analysis with consideration for new data on radiocarbon	87
---	----

Palaeoglaciology

<i>V.Ya. Lipenkov, D. Raynaud</i> . The Mid-Pleistocene Transition and the Vostok Oldest Ice Challenge (in English)	95
---	----

Applied Problems

<i>S.S. Pryakhin, S.V. Popov, N.V. Sandalyuk, V.L. Mart'yanov, S.P. Polyakov</i> . Aerial photography of Russian Antarctic stations Mirny and Progress in summer of 2014/15	107
<i>I.A. Nemirovskaya, M.D. Kravchishina, Z.U. Redzhepova</i> . Organic compounds and suspension in snow-ice covers and soils in the vicinities of the Russian Antarctic stations	114

Travels, Discoveries

<i>G.V. Alekseev, D.Yu. Bolshiyakov, V.F. Radionov, S.V. Frolov</i> . 95 years of climate and cryosphere studies of the Arctic in the Arctic and Antarctic Research Institute	127
Contents of four issues of the Journal for 2015	141

Содержание

Российско-французский семинар 2015 (<i>Ж. Шаппеллаз, В.Я. Липенков</i>)	4
---	---

Ледники и ледниковые покровы

<i>Д.О. Владимирова, А.А. Екайкин, В.Я. Липенков.</i> Изменения климата в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 350 лет.	5
<i>О.О. Рыбак, В.М. Володин, А.П. Невечеря.</i> Поток геотермического тепла в Гренландии и его влияние на модельную топографию ледникового щита.	19
<i>А.В. Козачек, А.А. Екайкин, В.Н. Михаленко, В.Я. Липенков, С.С. Кутузов.</i> Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса	35
<i>А.В. Зимницкий, Ю.В. Ефремов, Ю.Г. Ильичев.</i> Современное оледенение Передней Азии (в границах Турции).....	50

Снежный покров и снежные лавины

<i>А.Н. Гельфан, В.М. Морейдо.</i> Описание макромасштабной структуры поля снежного покрова равнинной территории с помощью динамико-стохастической модели его формирования	61
<i>В.В. Попова, П.А. Морозова, Т.Б. Титкова, В.А. Семенов, Е.А. Черенкова, А.В. Ширяева, Л.М. Китаев.</i> Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений.	73

Подземные льды и наледи

<i>О.Л. Опокина, Е.А. Слагода, А.Н. Курчатова.</i> Стратиграфия разреза «Марре-Сале» (Западный Ямал) с учётом новых данных радиоуглеродного анализа.	87
---	----

Палеогляциология

<i>V.Ya. Lipenkov, D. Raynaud.</i> The Mid-Pleistocene Transition and the Vostok Oldest Ice Challenge (Климатическая перестройка в середине плейстоцена и проблема исследования древнейшего антарктического льда со станции Восток)	95
---	----

Прикладные проблемы

<i>С.С. Пряхин, С.В. Попов, Н.В. Сандалюк, В.Л. Мартыанов, С.П. Поляков.</i> Аэрофотосъёмка районов российских антарктических станций Мирный и Прогресс в сезон 2014/15 г.	107
<i>И.А. Немировская, М.Д. Кравчишина, З.Ю. Реджепова.</i> Органические соединения и взвесь в снежно-ледяном покрове и почвах в районах антарктических станций России.....	114

Путешествия, открытия

<i>Г.В. Алексеев, Д.Ю. Большианов, В.Ф. Радионов, С.В. Фролов.</i> 95 лет исследований климата и криосферы Арктики в ААНИИ.....	127
Содержание журнала за 2014 год	141

Российско-французский семинар 2015

Russian-French seminar 2015

6–9 мая 2015 г. в Санкт-Петербурге проходил очередной российско-французский семинар «Ледниковые архивы данных о климате и окружающей среде», который продолжил начатую в 2002 г. традицию ежегодных российско-французских семинаров, посвящённых исследованиям ледяных антарктических кернов, палеоклимата и подледниковых озёр Антарктиды. Семинар, в котором участвовали 67 специалистов из 12 научно-исследовательских учреждений России, Франции и Эстонии, проводился на двух площадках — в Национальном минерально-сырьевом университете «Горный» и в ААНИИ.

Научная программа семинара содержала все основные направления совместных исследований российских и французских учёных, которые в настоящее время проводятся в рамках деятельности Международной ассоциированной лаборатории, созданной в 2012 г. и ставшей преемницей российско-французского Европейского научно-исследовательского объединения «Восток» (2004–2012). В докладах сотрудников упомянутой лаборатории были представлены новые результаты исследований в следующих областях совместной деятельности: разработка методов и средств бурения полярных ледников; поиск и исследование древнейшего на планете антарктического льда возрастом 1,5 млн лет; развитие новых геохимических и физических методов анализа ледяных кернов; палеоклиматические реконструкции по данным глубоких кернов Антарктиды и ледяного керна, полученного на Западном плато горы Эльбрус специалистами Института географии РАН; исследования подледникового озера Восток. По материалам докладов, посвящённых результатам исследований ледяных кернов Антарктиды и Эльбруса, написаны три статьи, две из которых опубликованы в этом номере журнала.

Отличительной особенностью российско-французского семинара 2015 г. стало участие в нём четырёх поколений российских и французских гляциологов — исследователей ледяных кернов. Дело в том, что в рамках семинара праздновался 90-летний юбилей одного из старейших сотрудников ААНИИ, пионера глубокого бурения на станции Восток — Нарцисса Иринарховича Баркова. На встречу с ним в Санкт-Петербург приехали его друзья и коллеги, стоявшие у истоков российско-французского сотрудничества на Востоке — самый известный из ныне здравствующих французских полярных исследователей Клод Лориус и академик РАН, Почетный Президент Русского географического общества Владимир Михайлович Котляков.



На борту ледокола Красин 7 мая 2015 г.
Слева направо: Владимир Липенков, Жером Шаппеллаз,
Доминик Райно, Владимир Котляков,
Клод Лориус, Нарцисс Барков и Жан Жузель.
Обе фотографии предоставлены ассоциацией «Wild-Touch»



Выступление Клода Лориуса в Национальном
минерально-сырьевом университете «Горный»
после презентации фильма Люка Жаке «Лёд и небо»

Работа семинара и юбилей Н.И. Баркова освещались представителями прессы и группой кинодокументалистов из команды Люка Жаке — директора ассоциации «Wild-Touch», обладателя Оскара за документальный фильм «Марш императоров». Во время семинара состоялась презентация нового фильма Люка Жаке «Лёд и небо» (Ice and the Sky), в котором рассказывается, как исследования ледяных кернов Антарктиды и Гренландии помогли осознать ту реальную опасность, которую несут человечеству происходящие на Земле глобальные изменения природной среды. Проект глубокого бурения на станции Восток и тема российско-французского сотрудничества нашли в фильме достойное отражение.

Ж. Шаппеллаз, В.Я. Липенков

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.583.2

Изменения климата в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 350 лет

© 2015 г. Д.О. Владимирова^{1,2}, А.А. Екайкин^{1,2}, В.Я. Липенков¹¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;²Санкт-Петербургский государственный университет

vladimirova@aari.ru

The variability of climate in Indian Ocean sector of East Antarctica over the past 350 years

D.O. Vladimirova^{1,2}, A.A. Ekaykin^{1,2}, V.Ya. Lipenkov¹¹Arctic and Antarctica Research Institute, St. Petersburg; ²Saint-Petersburg State University

Статья принята к печати 21 августа 2015 г.

*Антарктида, изотопный состав, ледяные керны, палеоклимат, скорость снегонакопления.**Antarctica, ice cores, isotopic composition, paleoclimate, snow accumulation rate.*

По данным об изотопном составе ледяных кернов, полученных из скважин, пробуренных в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды между трассами Мирный – Восток и Прогресс – Восток, восстановлено изменение температуры воздуха и скорости снегонакопления за последние 350 лет. Проанализирована связь временной изменчивости изотопного состава осадков с местной приземной температурой воздуха и температурой в источнике влаги. Обнаружено проявление малого ледникового периода, а также так называемого климатического сдвига 1970-х годов в исследуемом секторе Антарктиды. Обсуждается роль неклиматических факторов, влияющих на формирование долгопериодных трендов в рядах изотопного состава осадков, получаемых по ледяным кернам.

The temperature and snow accumulation rate anomaly over the past 350 years have been reconstructed based on isotopic composition of shallow ice cores and snow pits samples as well as glaciological observations in pits and at stake farms located in Indian Ocean sector of East Antarctica. The relationship of temporal variability of isotopic composition of precipitation and surface air temperature in ensemble with sea surface temperature has been analyzed. The fingerprints of Little Ice Age and climatic shift 1970s have been defined. We have also figured out the influence of non-climatic drivers on the formation of signal in stable water isotopic series.

Введение

В условиях современной индустриальной эпохи, когда содержание парниковых газов в атмосфере Земли превысило максимальные уровни, наблюдавшиеся, по крайней мере, за последние 800 тыс. лет [8, 13], вопрос о дальнейших ответных изменениях температуры планеты остаётся открытым. Климатические модели должны подвергаться тестированию с использованием новых данных для более точной оценки изменений климата в ближайшем будущем. В связи с этим необходимо понимание изменений, прежде всего температуры воздуха и атмосферной циркуляции, в масштабе нескольких сотен лет для детального сравнения доиндустриальной изменчивости климата на нашей планете с таковой в современную эпоху. Текущие прояв-

ления климатических изменений в Антарктиде, не подверженной непосредственному влиянию антропогенной деятельности, могут дать информацию об изменчивости климатических элементов: температуры воздуха (по данным изотопного состава осадков), количества осадков и баланса массы ледникового щита (по данным о снегонакоплении) [15, 18, 19].

Выбранный район исследования Восточной Антарктиды расположен между станциями Прогресс, Восток и Мирный и представляет собой «белое пятно» в отношении региональных палеоклиматических реконструкций, хотя и относится к области, в которой традиционно работает Российская антарктическая экспедиция. С начала исследования этого региона (1956 г.) накоплен большой объём метеорологических и гляциологических данных, требующих обобщения с

целью понимания временной изменчивости гляциоклиматических характеристик как в индоокеанском секторе, так и в Антарктиде в целом.

В настоящей работе мы рассматриваем данные об изотопном составе образцов снега и неглубоких фирново-ледяных кернов с привлечением данных многолетних метеорологических и гляциологических наблюдений с целью восстановления изменчивости климатических характеристик в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние сотни лет и связи с изменчивостью климата Южного полушария.

Методика и данные

Методика измерения изотопного состава в ЛИКОС ААНИИ (Лаборатория изменений климата и окружающей среды ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт»). В основе связи изотопного состава атмосферных осадков с температурой их формирования лежит явление так называемого изотопного истощения влаги в воздушной массе, несущей осадки. Изотопное истощение обусловлено фракционированием (т.е. разделением по массе) изотопов при фазовых переходах. Под изотопным составом или концентрацией изотопов имеется в виду относительная концентрация δ , а именно – разность отношений количества тяжёлых и лёгких изотопов в образце и стандарте (SMOW – standard mean ocean water) относительно этого соотношения для стандарта:

$$\delta D = \frac{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{образца}} - \left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{стандарта}}}{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{стандарта}}} \quad (\text{на примере дейтерия}).$$

Конечный изотопный состав осадков связан не с температурой конденсации как таковой, а с разностью температуры конденсации в месте выпадения осадков и температуры в источнике влаги. Для интерпретации изотопных данных с точки зрения приземной температуры воздуха необходимо знать её связь с температурой кон-

денсации. Измерения изотопного состава керна проводились в ЛИКОС ААНИИ на лазерном анализаторе изотопного состава Picarro L2120-i; применялась технология абсорбционной спектроскопии по затуханию света (WS-CRDS). Затухание происходит за счёт поглощения инфракрасного излучения молекулами воды. Спектр поглощения зависит от типа молекул, т.е. от изотопного состава. Подробно принцип работы прибора описан на официальном сайте компании Picarro¹.

Перед началом серии измерений изотопного состава по определённому керну проводилась калибровка прибора для оценки точности измерений, определения значений калибровочных коэффициентов и коэффициентов памяти при измерении концентрации изотопов дейтерия δD и кислорода $\delta^{18}\text{O}$. Все результаты измерений изотопного состава, представленные в настоящей работе, скорректированы с учётом перечисленных коэффициентов. Контроль качества выполнялся через верификацию – повторное выборочное измерение нескольких образцов. Сходимость результатов повторных измерений оказалась не хуже 0,05‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и 0,5‰ по δD . Образцы исследуемых ледяных кернов с момента доставки их из Антарктиды в ЛИКОС хранились в замороженном виде при температуре -14°C , что позволило исключить возможность изотопного фракционирования.

Данные об изотопном составе осадков. Для анализа временной изменчивости температуры воздуха в изучаемом секторе Антарктиды использованы данные по кернам четырёх скважин и один региональный сводный ряд изотопного состава осадков, полученный для станции Восток по 12 снежным шурфам и трём неглубоким кернам. Керны получены в разные полевые сезоны специалистами ААНИИ и Санкт-Петербургского горного института (ныне Национальный минерально-сырьевой университет «Горный») при логистической поддержке Российской антарктической экспедиции. Расположение точек бурения, временной охват и разрешение, а также сведения о методе, месте и времени измерения изотопного состава образцов приведены в таблице.

Данные метеонаблюдений и реанализа. Для интерпретации данных об изотопном составе

¹http://www.picarro.com/technology/cavity_ring_down_spectroscopy

Ледяные керны, использованные в исследовании

Пункт/ ряд	Расположение, ю.ш./в.д., градусы	Высота, м над ур. моря	Временной охват, годы	Датировка ^{1*} /аккумуляция в пункте бурения, мм в.э. в год ^{2*} / длина одного образца δ_x , см ^{3*}	Метод измерения δ_x , ‰	Лаборатория и год	Ссылка
105 км	67,433/93,383	1407	1757–1987	Влк., год. слой ^{1*} /310 ^{2*} /5 ^{3*}	Лазерная спектроскопия	ЛИКОС ААНИИ, 2012–2013 гг.	[1]
400 км	69,95/95,617	2777	1254–1987	Модель, синхр./170/100	Масс-спектрометрия	ЛНКОС, г. Сакле, Франция, 1999 г.	Настоящая работа
Сводный ряд для района станции Восток (VRS13)	78,467/106,84	3684	1654–2010	Страт., β , влк., снегомер./21/1-7	Лазерная спектроскопия и масс-спектрометрия (всего 15 шурфов и кернов)	ЛНКОС, г. Сакле, Франция, с 1997 г.; ЛИКОС ААНИИ, 2011 г.	[6]
NVFL-1	77,11/95,072	3700	1711–1944	Влк., модель/31/10	Лазерная спектроскопия	ЛИКОС ААНИИ, 2014 г.	Настоящая работа
PV-10	72,805/79,934	2800	1976–2009	Влк., модель/103/2			

^{1*}Влк. — абсолютная датировка по вулканическим пикам в записи электропроводности 1816 и 1992 гг.; «год. слой» — подсчёт годовых слоёв в ряду изотопного состава; «модель» — модель уплотнения при известной аккумуляции; «синхр.» — синхронизация со сводным рядом; «страт.» — стратиграфия в снежных шурфах; « β » — абсолютная датировка по пикам β -активности снега в 1955 и 1965 гг.; «снегомер.» — соотнесение с данными наблюдений на снегомерном полигоне.

привлечены данные метеонаблюдений за приземной температурой воздуха (средние годовые значения) на станциях Восток, Мирный, Прогресс², Кейси, Дэйвис³ (рис. 1).

Пункты метеонаблюдений распределены крайне неравномерно: четыре из пяти имеющихся метеостанций располагаются в береговой зоне, и, следовательно, имеющиеся инструментальные данные о температуре нерепрезентативны для всего рассматриваемого сектора. Для пунктов бурения, расположенных на склоне ледникового щита и в Центральной Антарктиде, где отсутствуют метеонаблюдения, а также для станции Прогресс, где ряд наблюдений составляет всего 12 лет, использованы данные реанализа.

Реанализ представляет собой климатическое моделирование с привлечением данных реальных метеонаблюдений, полученных из разных источников (наземные и морские наблюдения, данные спутниковых наблюдений, радиозонды, радары) Национальным управлением океани-

ческих и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) с целью уменьшения влияния моделирования на отображение реальной климатической изменчивости. В настоящей работе использованы результаты реанализа, полученные по модели ERA-40 [14] с пространственным разрешением $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды — European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF (данные доступны на сайте⁴).

С учётом воспроизводимости данными реанализа результатов инструментальных наблюдений подобраны оптимальные параметры пространственного разрешения для осреднения модельных данных. Для пунктов бурения 105 км, PV-10 и NVFL-1 подобраны параметры моделирования температуры — во всех случаях использованы геопотенциальные температуры на уровнях, соответствующих атмосферному давлению в пункте бурения; узкое окно применялось только для вос-

²http://www.aari.aq/default_ru.html

³<http://cdiac.ornl.gov/epubs/ndp/ndp032/ndp032.html>

⁴<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/timeseries/timeseries1.pl>

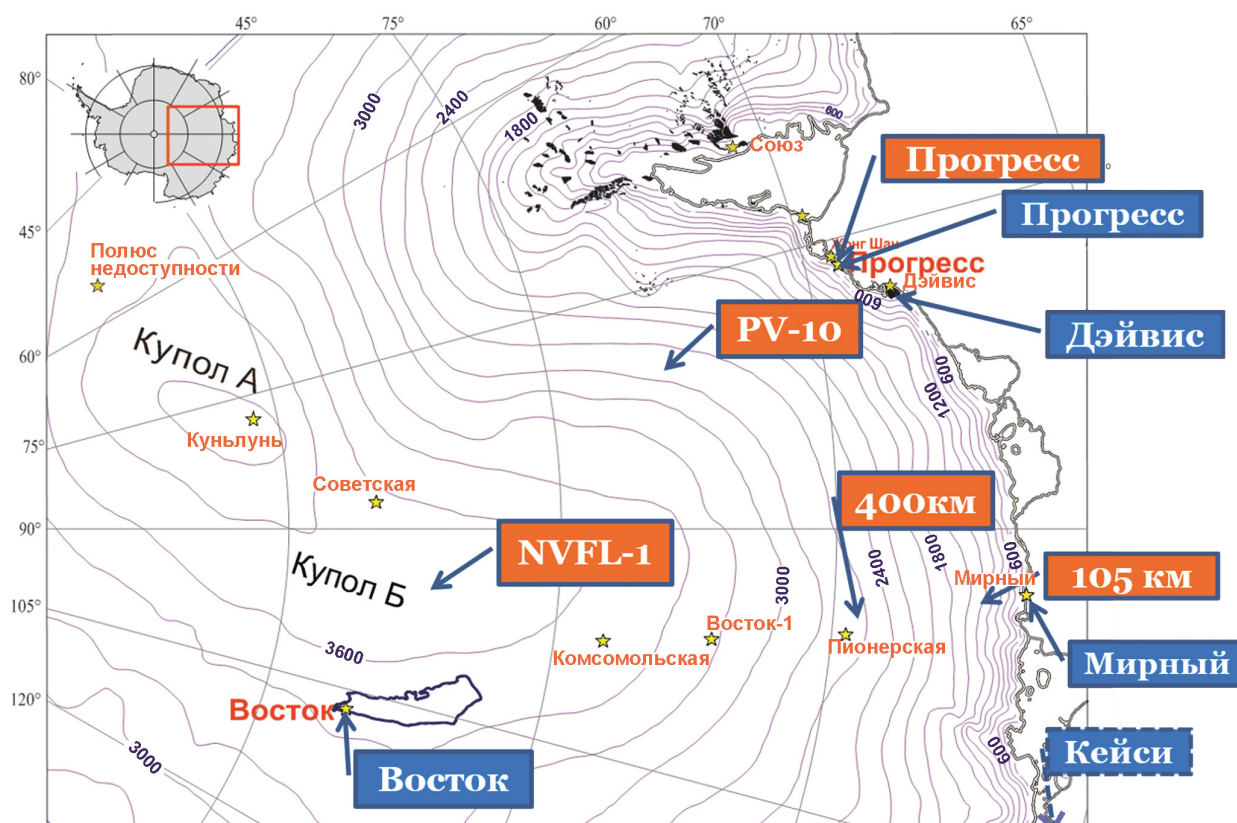


Рис. 1. Расположение пунктов бурения и метеонаблюдений.

Синим цветом выделены пункты, для которых имеются данные метеорологических наблюдений, оранжевым — пункты, для которых использованы данные реанализа

Fig. 1. The location of drilling sites and meteorological observations.

The sites where meteorological data exists are in blue, the sites where the only reanalysis is available are in orange

произведения температуры в пункте NVFL-1, для других пунктов разрешение составило 5° .

Данные об индексах циркуляции Южного полушария. Изотопный состав осадков и скорость снегонакопления в Антарктиде трансформируются под влиянием изменений циркуляции Южного полушария через перенос воздушных масс. Циркуляционный режим описывается индексами, один из которых — индекс дипольного режима (DMI, Dipole Mode Index). Индоокеанский диполь — это объединённый феномен океана и атмосферы, характеризующийся аномально холодными температурами поверхностных вод в юго-восточной экваториальной части Индийского океана и аномально тёплыми поверхностными водами в западной экваториальной области при положительных значениях индекса, и наоборот.

Интенсивность индоокеанского диполя выражается через градиент аномальных температур поверхностных вод между западной экваториальной частью Индийского океана (10° ю.ш. — 10° с.ш. и 50° – 70° в.д.) и юго-восточной экваториальной зоной (10° ю.ш. — 0° ш. и 90° – 110° в.д.). Значения индекса с 1870 по 2014 г. доступны на сайте⁵.

Антарктическое колебание (AAO, Antarctic Oscillation) определяется как разность атмосферного давления между 45° и 60° ю.ш. Положительный индекс AAO отражает усиление зональной циркуляции, отрицательный — усиление меридиональной циркуляции. Значения индекса AAO с 1979 по 2010 г. доступны на сайте⁶.

Предпринятая нами попытка исследования связи указанных показателей климатической изменчивости с другими индексами циркуля-

⁵http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d1/iod/iod/dipole_mode_index.html

⁶<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>

ции Южного полушария (например, SOI, TPI, PDO) не дала значимых, достоверно интерпретируемых результатов. В статье рассматриваются средние годовые значения перечисленных индексов циркуляции.

Методика анализа временных рядов. Для анализа временной изменчивости рядов изотопного состава и её связи с элементами климатической системы Южного полушария были применены методы корреляционного и спектрального анализа. Для исследования взаимосвязи всех рассматриваемых рядов данных использовался парный коэффициент корреляции с оценкой значимости по критерию Стьюдента. Для спектрального анализа использована оценка спектральной мощности (или периодограмма), полученная методом B-Tukey [3, 24] в приложении AnalySeries 2.0.8 [20] для операционной системы MacOS. Метод заключается в расчёте автокорреляционной функции для ряда данных, подборе оптимального окна (весовой функции) в зависимости от значений функции и преобразовании Фурье для вычисления периодограммы. Периодограмма, построенная таким методом, имеет более сглаженный вид, поскольку частоты, имеющие малую спектральную мощность, не отображаются, тем самым облегчая интерпретацию полученного спектра и выделение частот со значимыми колебаниями в ряду.

Фильтрация частотных компонент в рядах велась методом сингулярного спектра (singular spectrum analysis – SSA [4, 9, 24] в приложении AnalySeries. Данный метод позволяет разделить ряд на частотные компоненты, общий нелинейный тренд и случайный шум, не имеющий периодичности, и может быть использован для очищения ряда от шума. В основе метода лежит разложение исходного ряда на частотные компоненты, описываемые с помощью периодических функций (не обязательно $\sin$ или $\cos$), называемые эмпирическими ортогональными функциями (empirical orthogonal function – EOF), максимально приближёнными к исходному ряду по частоте и амплитуде колебаний на цикле определённой продолжительности.

Для упрощённого представления частотных компонент применён фильтр Гаусса в приложении AnalySeries, выделяющий $\sin$ – $\cos$ компоненты с периодом, равным рассматриваемой частоте. Данный фильтр выделяет аномалии относительно среднего значения ряда с амплиту-

дой колебаний экстремумов функции, пропорциональной степени выраженности колебания данной частоты на рассматриваемом временном отрезке. Фильтр Гаусса позволяет выделить из ряда колебания любой частоты, даже не выраженные на обычной периодограмме.

Результаты и обсуждение

Связь компонентов климатической изменчивости. В ходе годового цикла на изотопный состав осадков, кроме температуры конденсации, непосредственно связанной с приземной температурой, неизбежно влияют иные факторы, поэтому при годовом осреднении климатический сигнал не выявляется [6, 7]. Поэтому ожидается слабая связь между наблюдаемой местной приземной температурой и изотопным составом осадков, полученным по кернам. Действительно, для рядов изотопного состава, полученных по кернам и снежным шурфам, и рядов метеонаблюдений, полученных на ближайших к пунктам бурения станциях, мы получили статистически незначимые коэффициенты корреляции, варьирующие в пределах $-0,16 \leq r \leq 0,24$. При этом имеющиеся ряды средних годовых значений приземной температуры воздуха по данным метеонаблюдений значимо коррелируют друг с другом, указывая на общую региональную температурную изменчивость в индоокеанском секторе, по крайней мере во второй половине XX в. Антарктическое колебание (AAO) значимо отрицательно коррелирует со всеми данными по температуре воздуха, что означает потепление при усилении меридиональной циркуляции и похолодание при зональной [16]. Такая связь объясняется проникновением в глубь материка циклонов полярного фронта, приносящих на континент тепло и осадки. При этом средние годовые значения площади распространения морского льда убывают с ростом температуры воздуха.

Пространственное осреднение должно дать возможность выделения климатической составляющей общей изменчивости в секторе, потому что ни процессы в источнике влаги [23], ни местные условия образования осадков, ни формы снежного рельефа – ничто, кроме региональной температуры, не может однонаправленно и существенно влиять на изотопный состав

осадков в пунктах, расположенных на разных частях склона ледникового покрова на достаточном удалении друг от друга. Кроме того, с увеличением периода осреднения по времени возрастает доля полезного сигнала в рядах. Сводный ряд реконструированных температур в индоокеанском секторе за последние 350 лет представляет собой осреднённые в пространстве и времени изменения температуры воздуха, полученные по данным изотопного состава осадков.

Для предварительной реконструкции сводного ряда изменений температур за последние 350 лет были использованы нормированные ряды изотопного состава, очищенные от шума методом сингулярного спектра. Ряды изотопного состава, как и иные характеристики снега, характеризуются высокой степенью шума, который, как правило, проявляется в виде высокоамплитудных колебаний с плохо выраженной периодичностью около 2–3 лет. Нормирование было необходимо для приведения межгодовой изменчивости значений изотопного состава осадков в разных пунктах к одному уровню.

Очевидно, что для оценки степени достоверности отражения изменений местной температуры в изотопном составе осадков необходимо сравнить сводный ряд температур воздуха, полученный по данным метеонаблюдений, со сводным рядом изотопного состава осадков за соответствующий период времени. Для получения первого по пяти рядам метеонаблюдений и по четырём рядам реанализа для точек бурения проведена процедура нормирования и арифметического осреднения нормированных значений. Исходные ряды не были предварительно очищены от шума методом анализа сингулярного спектра (SSA), так как средняя годовая температура представляет собой осреднение более чем по 1000 единичных наблюдений и, следовательно, наличие шума в таких рядах маловероятно.

Как видно на рис. 2, а, совпадения между сводным рядом аномалий изотопного состава осадков и сводным рядом температур минимальны, коэффициент корреляции равен $-0,1$. Вероятно, такая слабая связь между изотопным составом осадков и местной температурой воздуха в сводных рядах может быть обусловлена большей амплитудой мелкопериодных колебаний, порождаемых иными факторами, кроме общей изменчивости температуры. Для выявления

свойств и связей рядов на разных циклах проведём анализ периодической изменчивости рядов.

Сводная климатическая кривая и климатическая изменчивость в секторе. Операция восстановления сводных климатических кривых по изотопному составу осадков и данным метеонаблюдений была проведена также для рядов с удалёнными компонентами с колебаниями менее 5 лет, менее 8 лет и менее 30 лет при помощи фильтра Гаусса. Ступени фильтрации выбирались на основании наличия циклов как в рядах изотопного состава, так и в рядах метеонаблюдений. Оказалось, что связь и сводного ряда изотопного состава с колебаниями периодом не менее 5 лет, и сводного ряда с колебаниями не менее 8 лет со сводными рядами метеоданных с такими же периодами не значима (коэффициенты корреляции равны $0,04$ и $-0,06$), и только 30-летние и более длиннопериодные колебания отражают действительную климатическую изменчивость, проявляющуюся в изменении изотопного состава осадков и в изменении местной температуры ($r = 0,51$, значим с уровнем значимости $0,05$) (см. рис. 2, в, г).

Совпадение сводного ряда изотопного состава осадков с рядом температур по временному ходу (см. рис. 2, г) даёт основание для температурной калибровки изотопного ряда. Оба ряда выражены в аномалиях относительно своих средних значений за период 1948–2010 гг. Перевод изотопной шкалы в температурную проводится путём приравнивания сигмы нормированного сводного изотопного ряда к сигме нормированного сводного ряда температур в градусах. При этом значения аномалий изотопного состава умножались на отношение сигма температурного ряда/сигма изотопного ряда. Таким образом был получен сводный ряд аномалий восстановленной приземной температуры для индоокеанского сектора Восточной Антарктиды с 1654 по 2010 г. (рис. 3). Выявленные тенденции климатической изменчивости обнаруживают совпадение с таковыми для всей Антарктиды, полученные по данным геохимических исследований ледяных кернов за последние 200 лет [22] (рис. 4). Вероятно, продолжительная отрицательная аномалия температуры в конце XVII в. есть проявление малого ледникового периода в исследуемом секторе (см. рис. 3), а наблюдаемая во второй половине XVIII в. устойчивая отрицательная аномалия отражает завершение малого ледникового периода с последующим

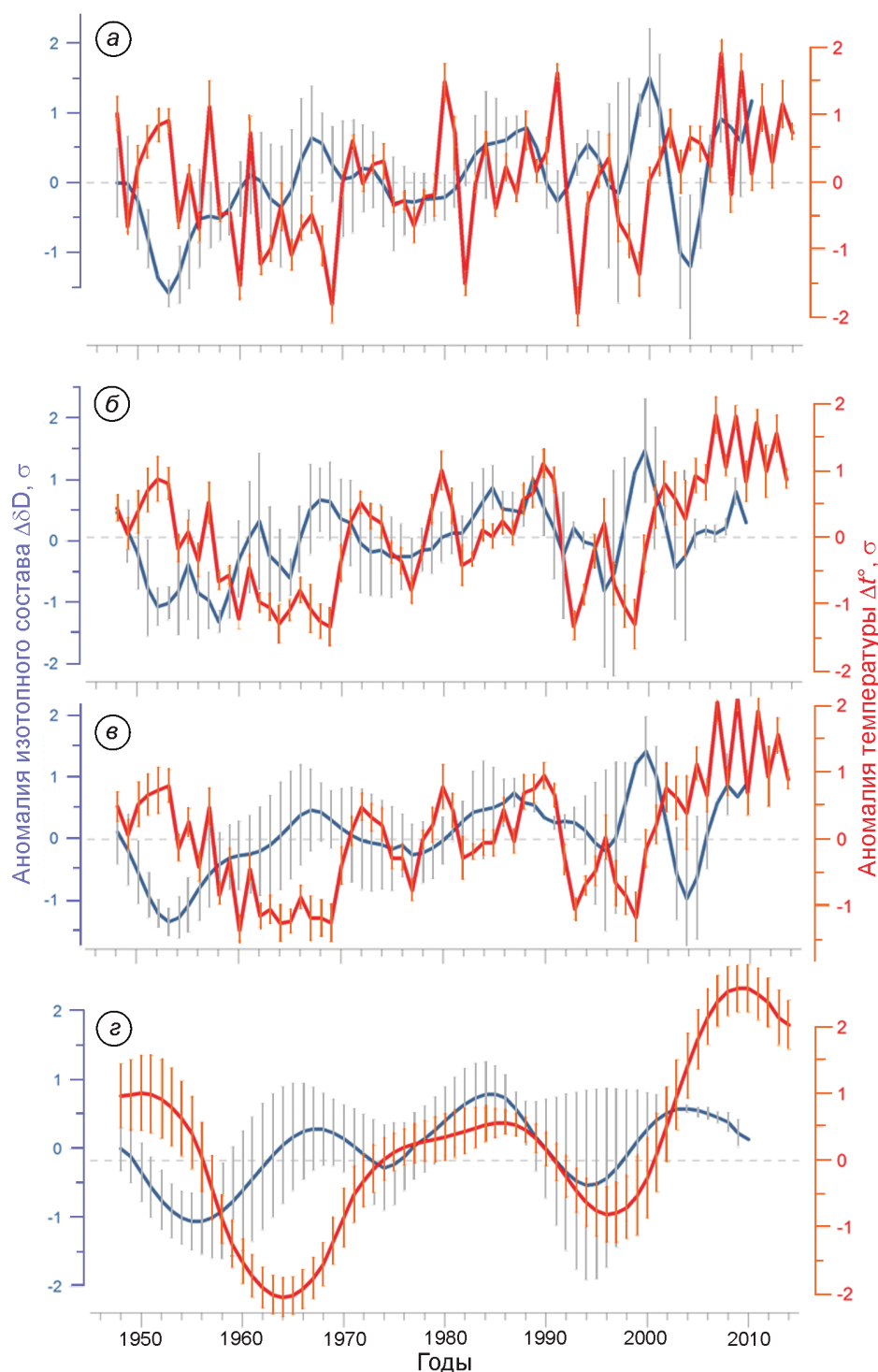


Рис. 2. Сводная кривая аномалий изотопного состава осадков, полученная по кернам, и сводная кривая аномалий температур, полученная по данным метеонаблюдений и реанализа (нормирование относительно 1948–2010 гг.) — *a*; сводный ряд изотопного состава и сводный ряд метеонаблюдений с частотными компонентами с периодом: *б* — более 5 лет, *в* — более 8 лет, *г* — более 30 лет

Fig. 2. Anomalies of isotopic composition of precipitation and surface air temperature in Indian Ocean sector, obtained by meteorological observation and reanalysis (zero level is represented for 1948–2010 AD) — *a*; anomalies of isotopic composition of precipitation and surface air temperature with frequency components: *б* — lower than 5 years; *в* — the same lower than 8 years; *г* — the same lower than 30 years

общим для всей Антарктиды понижением температуры воздуха в 1830–60-х годах (см. рис. 4).

Аномалии скорости снегонакопления реконструированы по данным двух ледяных кернов (105 км и 200 км), полученных при бурении на склоне Антарктического щита, и по данным сводного ряда, полученного по шурфам, зало-

женным в окрестностях станции Восток. Скорость снегонакопления по данным анализа изотопного состава образцов ледяных кернов и данным об электропроводности оценена путём подсчёта годовых слоёв, умножения на плотность фирново-ледяной толщи и введения поправки на утончение годовых слоёв. Аккумуля-

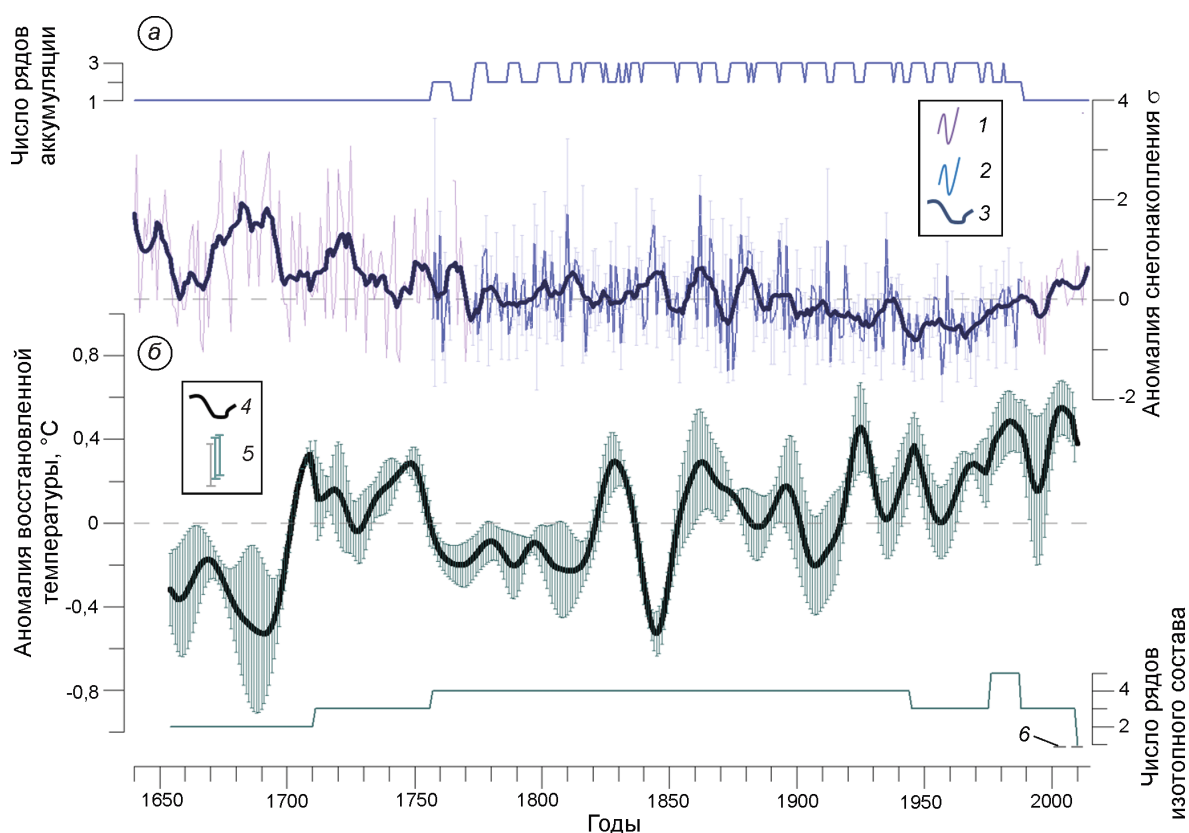


Рис. 3. Изменение скорости снегонакопления с 1640 по 2014 г. по данным геохимических анализов ледяных кернов и стратиграфических описаний снежных шурфов (а) и температуры воздуха с 1654 по 2010 г. в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды, восстановленная по данным геохимических анализов ледяных кернов (б). Сводный ряд аккумуляции: 1 – по одному ряду, дисперсия заведомо больше, 2 – средние годовые значения более чем по одному ряду, 3 – сглаженные методом наименьших квадратов значения с окном 15 лет; 4 – сводный ряд температур; 5 – ± 1 ошибка среднего ($\pm 1\sigma/n^{0.5}$); 6 – уровень средних значений для периода нормирования 1774–1944 гг.

Fig. 3. The variability of snow accumulation rate during 1640–2014 AD based on geochemical analysis of ice cores and snow stratigraphy in pits (a) and local air temperature during 1654–2010 AD (b) in Indian Ocean sector of East Antarctica based on geochemical analysis of the ice cores.

For accumulation rate: 1 – based one series, the dispersion is higher, 2 – mean annual values, 3 – least squares smoothing applying bandwidth 15 years; 4 – reconstructed temperature; 5 – ± 1 standard error mean ($\pm 1\sigma/n^{0.5}$); 6 – zero level 1774–1944 AD

ции в окрестностях станции Восток оценивалась с помощью выявления годовых слоёв по стратиграфическим описаниям в шурфах и соотнесения с наблюдениями на снегомерном полигоне. Ряды скорости снегонакопления нормированы и осреднены аналогично процедуре получения сводного изотопного ряда (см. рис. 3). При сравнении изменчивости температуры воздуха и аккумуляции обращают на себя внимание противоположно направленные тренды скорости снегонакопления и изотопного состава осадков в исследуемом секторе (см. рис. 3), что нехарактерно для Антарктиды, по крайней мере, на долгопериодных трендах за последние 21 тыс. лет [11], при этом обнаруживаются периоды порядка

50–60 лет, где характер связи изменения местной температуры и аккумуляции снега меняет знак.

Несмотря на довольно хорошее совпадение ряда восстановленных температур и ряда температур, полученных по метеонаблюдениям, наблюдается систематический сдвиг, равный трём–шести годам. Величина сдвига определена кросс-корреляционным методом. Как правило, при климатических реконструкциях в масштабе времени 10–100 лет допускается сдвиг ряда восстановленных температур относительно ряда реально наблюдаемых температур на несколько лет в результате погрешности в датировании керна. Однако в данном случае при рассмотрении сводного ряда температурных аномалий, полу-

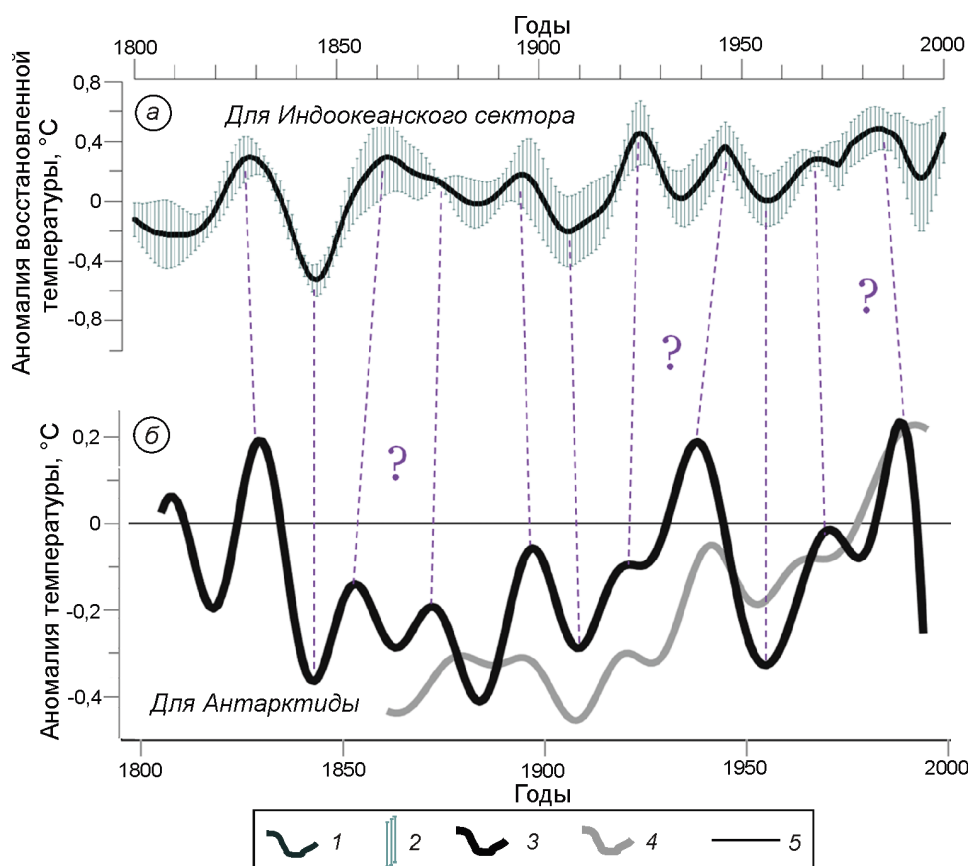


Рис. 4. Соотнесение полученной сводной климатической кривой по индоокеанскому сектору (а) со сводным рядом аномалий температур в Антарктиде за последние 200 лет по [21] (б).

1 – изменения температуры воздуха в индоокеанском секторе, восстановленная по данным ледяных кернов; 2 – ± 1 ошибка среднего ($\pm 1\sigma/n^{0.5}$); 3 – изменения температуры воздуха в Антарктиде, восстановленная по данным ледяных кернов; 4 – сводный ряд температур по данным метеонаблюдений в Южном полушарии; 5 – уровень средних значений температур для 1961–1990 гг.

Fig. 4. The comparison of reconstructed temperature anomalies in Indian Ocean sector (a) and in whole Antarctica [21] (b) over the past 200 years.

1 – reconstructed surface air temperature anomalies in Indian Ocean sector based on ice core data; 2 – ± 1 standard error mean ($\pm 1\sigma/n^{0.5}$); 3 – reconstructed surface air temperature anomalies in Antarctica based on ice core data; 4 – stack temperature record in Southern Hemisphere based on meteorological observations; 5 – zero level for 1961–1990 AD

ченного по нескольким ледяным кернам, такой сдвиг представляется невозможным, так как все погрешности в датировке усредняются в процессе построения сводного ряда. Точная причина рассматриваемого запаздывания изменения местной приземной температуры относительно изотопного состава осадков пока не выяснена.

Обнаружено, что среди рассматриваемых индексов циркуляции Южного полушария коэффициент корреляции температуры с индексом DMI уменьшается (рис. 5) при сдвиге на 3–6 лет ряда восстановленных температур; для остальных индексов коэффициент корреляции существенно не меняется. Нельзя утверждать, что изменчивость индоокеанского диполя, описываемая ин-

дексом DMI, полностью отвечает за сдвиг ряда изотопного состава осадков относительно ряда местных температур. Однако данный индекс – показатель аномалий температур поверхностных вод в тропических широтах Индийского океана, что опосредованно влияет на конечный изотопный состав осадков через влияние на условия в источнике влаги (42–46° ю.ш.).

Результаты изотопного моделирования [21] показывают, что изменение температуры в источнике влаги на 1 °C ведёт к изменению изотопного состава осадков на 3‰, а изменение температуры конденсации в месте выпадения осадков на 1 °C – к изменению изотопного состава осадков на 10‰, т.е. местная температура доминиру-

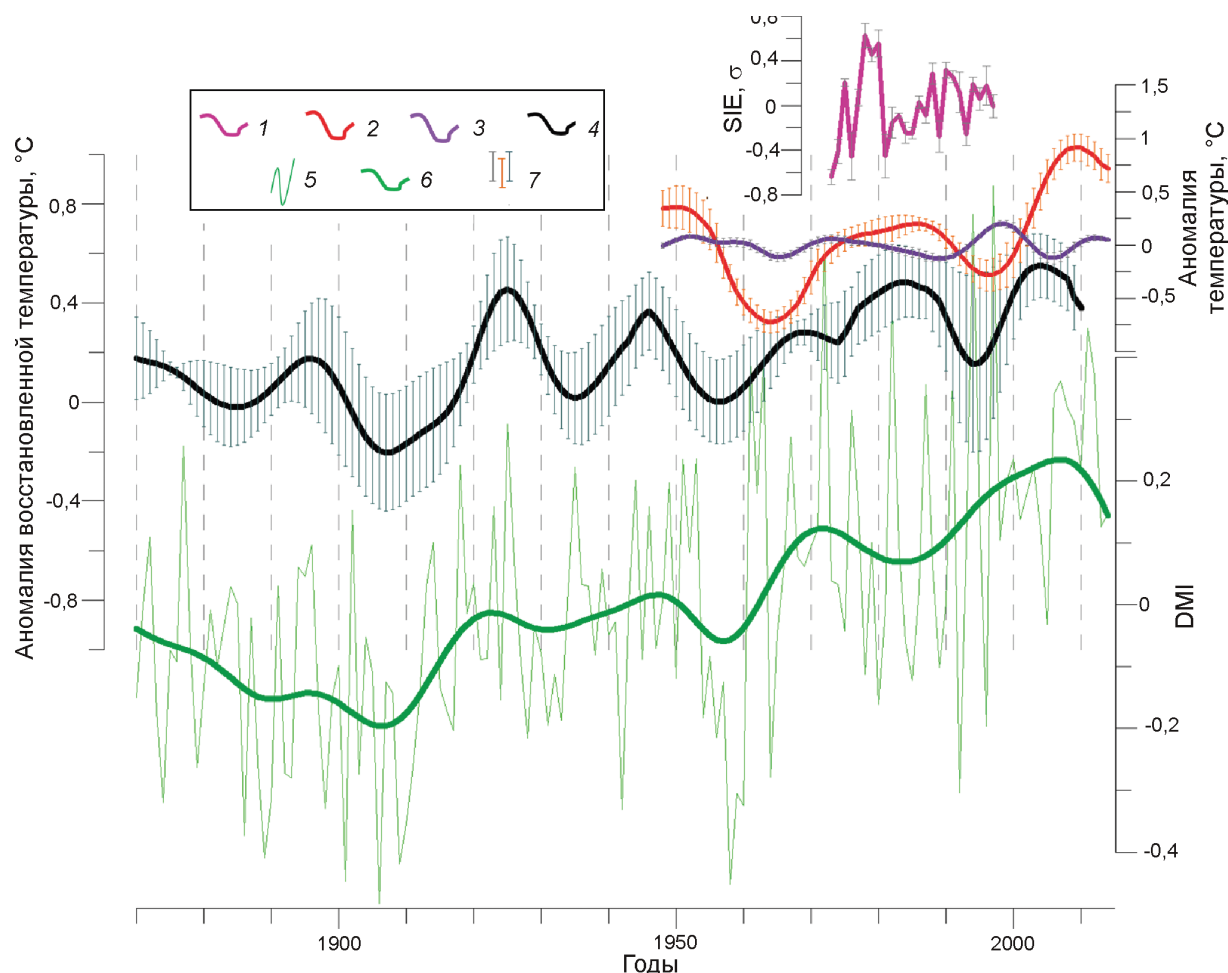


Рис. 5. Климатическая изменчивость в индоокеанском секторе с 1870 по 2014 гг.:

1 – степень распространения морского льда на 50–100° в.д.; 2 – сводный ряд приземных температур по данным метеонаблюдений и реанализа; 3 – сводный ряд температур поверхности моря в источнике влаги по данным реанализа; 4 – восстановленная температура; 5 – индекс дипольного режима; 6 – то же, с выделенными 30-летними и более низкочастотными колебаниями; 7 – ± 1 ошибка среднего ($\pm 1\sigma/n^{0.5}$)

Fig. 5. Climatic variability in Indian Ocean sector during 1870–2014 AD:

1 – sea ice extent for 50–100° E; 2 – surface air temperature anomalies based on meteorological observations and reanalysis data; 3 – sea surface temperature in drilling sites' moisture source based on reanalysis data; 4 – reconstructed temperature based on isotopic composition analysis; 5 – Dipole Mode Index; 6 – the same with frequency components lower than 30 years; 7 – ± 1 standard error mean ($\pm 1\sigma/n^{0.5}$)

ет в формировании изотопного состава осадков. Для весомых изменений изотопного состава при незначительных изменениях местной температуры потребуется либо существенное изменение температуры в источнике влаги, либо изменение разницы температур в источнике влаги и в месте выпадения осадков. Такое изменение разницы может быть обеспечено за счёт одновременного снижения температуры формирования осадков и увеличения температуры в месте выпадения осадков (и наоборот). Вклад в формирование

изотопного состава осадков оказывают также вовлекаемые новые порции влаги на пути движения воздушной массы. Испарение происходит со всей открытой акватории вплоть до северной границы морского льда, показатель которой – площадь распространения морского льда (sea ice extent – SIE). На рис. 5 показан сводный ряд, полученный путём нормирования и осреднения данных о среднем годовом положении северной границы морского льда на 50–100° в.д. в период с 1973 по 1997 г.⁷ Увеличение площади морско-

⁷https://data.aad.gov.au/aadc/metadata/metadata_redirect.cfm?md=/AMD/AU/sea_ice_extent_gis

го льда ведёт к повышению вклада тёплых вод в формирование воздушной массы и, как следствие, к большему изотопному истощению на пути движения воздушной массы, т.е. к более лёгкому изотопному составу осадков.

Другой возможной причиной наблюдаемого временного сдвига ряда восстановленной по изотопным данным температуры относительно сводного ряда реально наблюдаемых местных приземных температур в индоокеанском секторе может быть так называемый климатический сдвиг 1970-х годов, проявившийся в резкой одновременной смене знаков индексов циркуляции [5, 17]. Для других пунктов, расположенных в исследуемом секторе Антарктиды, например, для купола Лоу (66,77° ю.ш., 112,8° в.д.), также характерно значительное повышение изотопного состава осадков в это десятилетие [17].

Очевидно, что взаимная температурная изменчивость в источнике влаги и в месте выпадения осадков не полностью объясняет изменчивость изотопного состава осадков в исследуемом секторе. Влияние температуры поверхностных вод в источнике влаги, площади распространения морского льда, а также циркуляционный режим индоокеанского сектора Южного океана безусловно заслуживают более детального исследования, которое мы планируем провести в ближайшем будущем. Тем не менее, уже на данном этапе работы можно утверждать, что реконструированная нами по изотопным данным сводная кривая температуры достаточно хорошо отражает 30-летнюю периодичность климатических изменений в исследуемом секторе Восточной Антарктиды за последние 350 лет.

О неклиматической причине колебаний. Существенная часть общей изменчивости временных рядов изотопного состава осадков может быть обусловлена влиянием гляциологических факторов, например миграцией через пункт бурения снежных форм рельефа [2]. Такие вариации и тренды, не связанные с изменением климата, носят локальный характер и не воспроизводятся в кернах, полученных в разных пунктах рассматриваемой области. Сравним изменчивость изотопного состава осадков в пункте 105-й километр и на куполе Лоу [12], также расположенном в индоокеанском секторе (рис. 6). Связь между исходными рядами статистически незначима ($r = 0,09$). В ряду изотопного состава осадков за последние 250 лет, полу-

ченном по керну с купола Лоу, не обнаруживается тренда, в то время как изотопный ряд со 105-го километра обнаруживает изменчивость с периодом порядка 120 лет. Анализ периодической изменчивости рядов показывает общие периоды порядка 30, 17–20, 8 и 2–6 лет. Более длиннопериодные колебания продолжительностью около 60 лет обнаружены на куполе Лоу, но слабо проявляются на 105 километре, а 125-летний цикл, напротив, проявляется только на 105-м километре. Колебания с периодом порядка 100 лет, как правило, рассматриваются как климатические и должны проявляться во всем регионе, однако на куполе Лоу они не обнаружены, несмотря на достаточную длину ряда. Если вычесть 125-летнюю компоненту из ряда изотопного состава осадков на 105-м километре, то тренды обоих рядов совпадают лучше. Коэффициент корреляции между рядами изотопного состава при этом существенно не улучшается (0,1), что объясняется наличием высокоамплитудной изменчивости с периодом 2–3 года, связанной со стратиграфическим шумом и неопределённостями датировки. По данным спутниковой альтиметрии, предоставленной Л.Н. Васильевым (Институт географии РАН), в районе 105-го километра трассы Мирный–Восток обнаружены волны длиной порядка 5 км и высотой первые метры, напоминающие мегадюны [2, 10]. Для оценки скорости миграции этих форм снежного рельефа необходимы данные радарной съёмки. На текущем этапе мы можем лишь предположить, что 125-летний период может быть вызван миграцией через пункт бурения мегадюн, а значит, и изменением режима отложения и переноса ветром летних и зимних осадков, что и даёт наблюдаемые изменения в средних годовых значениях изотопного состава осадков [2].

Для рядов изотопного состава на 105-м километре и куполе Лоу также проведён корреляционный анализ частотных компонент, в результате которого обнаружена отрицательная связь ($r = -0,25$) частотных компонент рядов изотопного состава с периодом 18–20 лет. Вероятно, такой характер связи обусловлен разной природой колебания указанной продолжительности в изотопном составе осадков. На куполе Лоу в изотопном составе осадков отражена изменчивость местной температуры, в то время как на 105-м километре частотная компонента такой продолжительности коррелирует отрицательно с местной температурой по

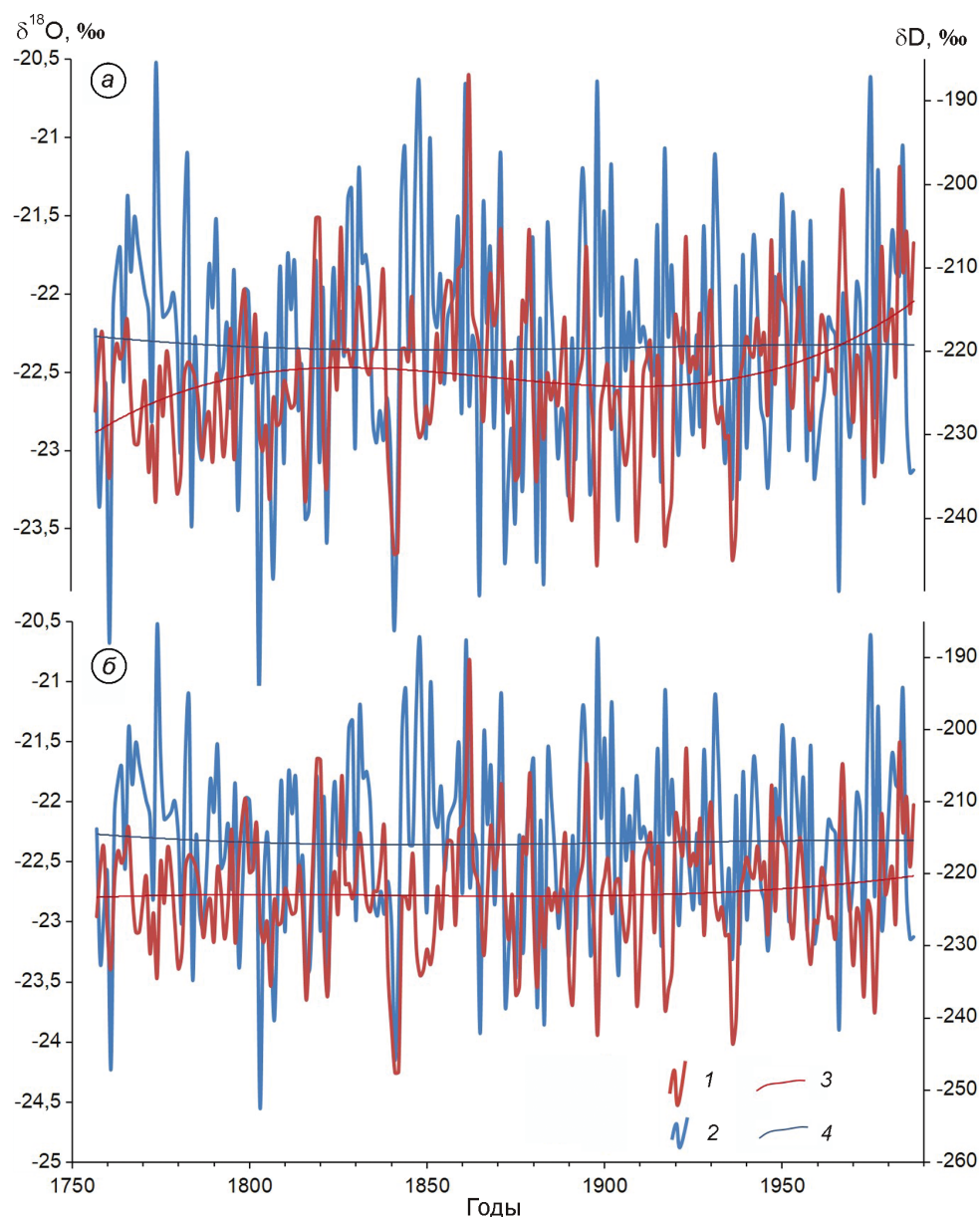


Рис. 6. Средние годовые значения изотопного состава осадков на 105 км (1) и на куполе Лоу (2) 1757–1987 гг. и полиномиальные аппроксимации (3 и 4 соответственно) – а; б – то же с удалённым 125-летним колебанием для 105 км

Fig. 6. Mean annual values of isotopic composition of precipitation based on 105 km (1) and Law Dome (2) ice cores in 1757–1987 AD with the polynomial approximations (3 and 4 respectively) – а; б – the same with filtered 125-years frequency component for 105 km series

данным метеонаблюдений и отражает изменения в источнике влаги – вероятнее всего смещение источника на несколько градусов к северу или к югу, вызывающее существенное изменение температуры формирования воздушной массы. При этом температура в месте выпадения осадков остаётся постоянной или слабо растёт. Возможность отрицательной связи изотопного состава осадков

и местной температуры в этом пункте продемонстрирована путём изотопного моделирования [1].

Влияние неклиматических («рельефообусловленных» [2]) факторов ставит под сомнение соответствие климатических рядов, восстановленных по кернам отдельных скважин, реальной климатической изменчивости в изучаемом районе. Использование сводных климатических рядов по

нескольким кернам приводит к формированию вариаций, не являющихся общими для всего исследуемого сектора, и существенно повышает надёжность выполненных палеорекоonstrukций.

Выводы

По данным об изотопном составе ледяных кернов, полученных из скважин в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды, восстановлены параметры климатической изменчивости за последние 350 лет — температура воздуха и скорость снегонакопления. Сводный ряд изотопного состава осадков и сводный ряд местной приземной температуры, полученный по данным метеонаблюдений и реанализа, сдвинуты относительно друг друга на 3–6 лет. Авторы видят две возможные причины этого сдвига, которые могут быть связаны либо с влиянием изменений условий в источнике влаги на конечный изотопный состав осадков, либо с проявлением так называемого климатического сдвига 1970-х годов [5, 17].

Выявлена неклиматическая причина долговременных (более 102 лет) колебаний в рядах изотопного состава на примере керна со 105-го километра, обусловленная, вероятно, миграцией через пункт бурения снежных форм рельефа. Проведённое исследование и применённый метод восстановления ряда температуры по данным геохимических анализов ледяных кернов ещё раз продемонстрировали необходимость использования кернов нескольких скважин для получения достоверного регионального климатического сигнала. В будущем мы планируем провести более детальное исследование проявившегося во всей Антарктиде похолодания 1830–60-х годов и его причин, а также природы отрицательной корреляции изотопного состава осадков и местной температуры, обнаруженной на циклах определённой продолжительности и, вероятно, связанной с изменениями в источнике влаги.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Российской антарктической экспедиции за обеспечение логистических операций, А.В. Козачек за помощь в лабораторных исследованиях и Ю.А. Шибаеву за помощь в полевых работах.

Настоящее исследование выполнено в рамках проекта РФФИ 13-05-00607.

Литература

1. Владимирова Д.О., Екайкин А.А. Климатическая изменчивость в секторе моря Дейвиса (Восточная Антарктида) за последние 250 лет по данным геохимических исследований ледяного керна из скважины 105 км // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. Вып. 1 (99). С. 102–113.
2. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Попов С.В., Туркеев А.В., Козачек А.В., Владимирова Д.О. Пространственная изменчивость характеристик снежного покрова антарктических мегадюн в районе подледникового озера Восток // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. Вып. 4 (102). С. 78–89.
3. Blackman R.B., Tukey J.W. The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering. New York: Dover publications, 1959. 190 p.
4. Broomhead D.S., King G.P. Extracting qualitative dynamics from experimental data // Physical Review D. 1986. V. 20. P. 217–236.
5. Crawford R.M.M. Plants at the margin: ecological limits and climate change. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 494 p.
6. Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A. Multiple climate shifts in the Southern Hemisphere over the past three centuries based on glaciological and geochemical investigations in central Antarctic snow pits and ice cores // Annals of Glaciology. 2014. V. 55 (66). P. 259–266.
7. Ekaykin A.A. Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness. PhD thesis. Université Joseph Fourier, Grenoble, 2003. 136 p.
8. EPICA community members Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature. 2004. V. 429. P. 623–628.
9. Fraedrich K. Estimating the dimension of weather and climate attractors // Journ. of Atmospheric Sciences. 1986. V. 43. P. 419–432.
10. Frezzotti M., Gandolfi S., Urbini S. Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis // Journ. of Geophys. Research. 2002. V. 107, ACL. P. 1–12.
11. Frieler K., Clark P.U., He F., Buizert C., Reese R., Lichtenberg S.R.M., van den Broeke M.R., Winkelmann R., Levermann A. Consistent evidence of increasing Antarctic accumulation with warming // Nature Climate Change. 2015. V. 5. P. 348–352.
12. Goosse H., Braida M., Crosta X., Mairesse A., Masson-Delmotte V., Mathiot P., Neukom R., Oerter H., Philippon G., Renssen H., Stenni B., van Ommen T., Verleyen E. Antarctic temperature changes during the last millennium: evaluation of simulations and reconstructions // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 55. P. 75–90.
13. IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental

- tal Panel on Climate Change. [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.
14. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // *Bulletin of American Meteorological Society*. 1996. V. 77. P. 437–471.
 15. Krinner G., Guicherd B., Ox K., Genthon C., Magand O. Influence of oceanic boundary conditions in simulations of Antarctic climate and surface mass balance change during the coming century // *Journ. of Climate*. 2008. V. 21. P. 938–962.
 16. Kwok R., Comiso J.C. Spatial patterns of variability in Antarctic surface to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation // *Geophys. Research Letters*. 2002. V. 29 (14). P. 1–4.
 17. Masson-Delmotte V., Delmotte M., Morgan V., Etheridge D., van Ommen T., Tartarin S., Hoffmann G. Recent southern Indian Ocean climate variability inferred from a Law Dome ice core: new insights for the interpretation of coastal Antarctic isotopic records // *Climate Dynamics*. 2003. V. 21. P. 153–166.
 18. Mayewski P.A., Meredith M.P., Summerhayes C.P., Turner J., Worby A., Barrett P.J., Casassa G., Bertler N.A.N., Bracegirdle T., Naveira Garabato A.C., Bromwich D., Campbell H., Hamilton G.S., Lyons W.B., Maasch K.A., Aoki S., Xiao C., van Ommen T. State of the Antarctic and Southern ocean climate system // *Reviews of Geophysics*. 2009. V. 47. RG1003. P. 1–38.
 19. Monaghan A.J., Bromwich D.H., Wang S.H. Recent trends in Antarctic snow accumulation from polar MM5 simulations // *Philosophical Transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*. 2006. V. 364. P. 1683–1708.
 20. Paillard D. Macintosh program performs time-series analysis // *Earth and Space Science News*. 1996. V. 77. № 39. P. 379.
 21. Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya. Modelling isotopic composition in precipitation in Central Antarctica // *Data of Glaciological Studies*. 2004. Issue 97. P. 24–34.
 22. Schneider D.P., Steig E.J., van Ommen T.D., Dixon D.A., Mayewski P.A., Jones J.M., Bitz C.M. Antarctic temperatures over the past two centuries from ice cores // *Geophys. Research Letters*. 2006. V. 33. L16707. P. 1–5.
 23. Sodemann H., Stohl A. Asymmetries in the moisture origin of Antarctic precipitation // *Geophys. Research Letters*. 2009. V. 36. L22803. P. 1–5.
 24. Vautard R., Ghil M. Singular spectrum analysis in non-linear dynamics, with applications to paleoclimatic time series // *Physical Review D*. 1989. V. 35. P. 395–424.

Summary

The temperature and snow accumulation rate anomaly over the past 350 years have been reconstructed based on isotopic composition of shallow ice cores and snow pits samples as well as glaciological observations in pits and at stake farms located in Indian Ocean sector of East Antarctica. Different statistical techniques have been applied in order to obtain real climatic signal and eliminate noise such as: Blackman-Tukey spectral analysis, singular spectrum analysis, Gaussian frequency components filtration. The lack of meteorological observations has been compensated by ERA-40 reanalysis data. The relationship of temporal variability of isotopic composition of precipitation and surface air temperature in ensemble with sea surface temperature has been analyzed. The fingerprints of Little Ice Age and climatic shift 1970s have been defined. The common for whole Antarctica cooling in 1830–1860 AD has been shown but the reasons have to be explained. There is also a systematic shift of 3–6 years between anomalies of isotopic composition of precipitation and surface air temperature, which can be explained through secondary influence of moisture source processes, what was defined by obtaining the better correlation with Dipole Mode Index for Indian Ocean.

We have also suggested the influence of non-climatic drivers on the formation of signal in stable water isotopic series by consideration the closely located 105 km (67.43°S 93.38°E) and Law Dome (66.77°S 112.8°E) ice cores. On the time scale more than hundred years it can potentially be the migration of snow relief forms through the drilling site (mega-dunes) and on the time scale of about 18–20 years it could be the shift of moisture source and thus sharp changes in sea surface temperature. The research of negative relationship between stable water isotopic composition of the precipitation and site temperature is ongoing, as the potential driver the changes in moisture source are considered but have to be proofed.

УДК 551.324 550.361

Поток геотермического тепла в Гренландии и его влияние на модельную топографию ледникового щита

© 2015 г. О.О. Рыбак^{1,2}, В.М. Володин¹, А.П. Невечеря^{1,3}¹Институт вычислительной математики РАН, Москва; ²Филиал Института природно-технических систем, Сочи;³Кубанский государственный университет, Краснодар
orybak@vub.ac.be

Geothermal heat flux in Greenland and its influence upon the ice sheet model topography

O.O. Rybak^{1,2}, V.M. Volodin¹, A.P. Nevecherya^{1,3}¹Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow;²Branch of Institute of Natural and Technical Systems, Sochi; ³Kuban State University, Krasnodar

Статья принята к печати 29 июня 2015 г.

*Гренландия, деформация льда, климат, климатическая модель, ледниковый щит, математическая модель, модель земной системы, поток геотермического тепла, течение льда.**Climate, climate model, Earth system model, geothermal heat flux, Greenland, ice deformation, ice flow, ice sheet, mathematical model.*

Рассматриваются верификация и последующая коррекция методом математического моделирования поля потока геотермического тепла для дальнейшего применения в численных экспериментах с моделью земной системы, составная часть которой – Гренландский ледниковый щит. Скорректированное поле потока геотермического тепла тестируется как для случая, реконструированного по данным измерений поля сумм атмосферных осадков, так и для поля, сгенерированного простой моделью баланса влаги и тепла, которая служит буфером между моделью общей циркуляции атмосферы и океана и моделью ледникового щита.

The paper describes procedures of verification and subsequent correction by means of mathematical modeling of a field of geothermal heat flux aimed at the following application of the field in numerical experiments with the Earth system model. The main component of the system is the Greenland ice sheet which is investigated here. The corrected field of the geothermal heat flux is tested for a case when the field is reconstructed from data of measured atmospheric precipitation sums as well as for a field generated by means of simple model of the water-heat balance. This simple model is used as a buffer between the general atmosphere circulation model and the ice sheet model.

Введение

Поток геотермического тепла (ПГТ) – важная характеристика, определяющая состояние и эволюцию ледникового щита. Величина ПГТ в значительной степени контролирует температуру льда на нижней границе щита [12, 14]. Повышение температуры до порогового значения (температуры таяния льда, исправленной на давление) – своеобразный спусковой крючок для нескольких важных процессов. Начинается базальное (глыбовое) скольжение, доля которого в общей скорости течения повышается по мере приближения к окраине ледникового щита. Базальное таяние значительно повышает вертикальную скорость, изменяя траектории движения частиц льда [29], на нижней границе появляется лёд значительно «моложе» по сравнению с условиями, когда таяние отсутствует [30]. Таким образом, температура на нижней границе определяет вертикальный профиль температуры и реологические свойства льда.

Наблюдения за потоком геотермического тепла под ледниковыми щитами, по сути, от-

сутствуют и сводятся к немногочисленным измерениям на окраинах (острова в случае Гренландии), где ледниковый покров отсутствует. В математических моделях используют или постоянное значение потока тепла, характерное для горных пород, предположительно подстилающих ледниковый щит (для Гренландии это 42–65 мВт·м⁻² [28]), или меняющееся в пространстве с большей или меньшей степенью схематичности. В обоих случаях это – косвенные оценки ПГТ. Несмотря на значительный прогресс в оценках этой величины в последнее десятилетие, она до сих пор остаётся одной из самых неопределённых характеристик, определяющих динамические процессы на нижней границе ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды [28]. В отличие от Антарктиды, где обнаружены многочисленные подлёдные озёра, наличие которых позволяет определять возможный нижний предел ПГТ [22], в Гренландии аналогичным «ограничителем» могут служить данные о температуре льда, полученные в результате глубокого бурения в нескольких точках, и материалы радиозондирования, позволя-

ющие идентифицировать области интенсивного базального таяния [9].

К настоящему времени с помощью различных методов выполнено три реконструкции поля потока геотермического тепла под Гренландским ледниковым щитом [10, 11, 25, 31]. Для построения этих полей использовались, следуя терминологии [28], «тектоническая», «магнитная» и «сейсмическая» модели. Описание каждой из них выходит за рамки настоящей статьи, их можно найти в соответствующих первоисточниках. Хотя все три поля согласуются на качественном уровне, между ними есть и серьёзные расхождения. Наиболее ранняя реконструкция [25] — наименее детальна, но и другие [11, 31] в некоторых случаях не согласуются с данными измерений в скважинах [12, 28]. Причина, по-видимому, в том, что вариации поля ПГТ в действительности могут быть достаточно велики уже в масштабах ~100 км [6, 9], что значительно меньше разрешения косвенных реконструкций. Большие региональные различия в ПГТ — следствие разнообразных причин: неоднородного распределения радиоактивных источников тепла в земной коре, особенностей циркуляции магмы, вариаций толщины земной коры, вулканической активности и т.д. [10, 11, 25, 31]. Отметим, что ошибки полей ПГТ, восстановленных на основе «магнитной» и «сейсмической» моделей, сопоставимы со значениями самого поля [10, 11, 31].

Несоответствие значений поля потока геотермического тепла данным наблюдений в отдельных точках можно «скорректировать», задавая целевое его значение, при котором модельная температура льда соответствовала бы наблюдаемой [1, 12]. На самом деле результат модельной коррекции поля ПГТ в значительной степени будет зависеть и от конкретной модели, и от способа задания внешних воздействий на ледниковый щит, т.е. от идеализированной его эволюции. Упрощенное описание реологии льда, динамики и термодинамики ледникового щита, реакции литосферы на меняющуюся нагрузку в ледниково-межледниковых циклах — всё это приводит к тому, что модельная геометрия (высота поверхности, толщина льда, очертания ледникового щита), а также трёхмерное поле скоростей могут отклоняться от реальных.

Реконструированное в настоящей работе поле потока геотермического тепла предпола-

гается использовать в численных экспериментах с моделью земной системы. Ледниковые щиты Гренландии и Антарктиды входят в неё в качестве активных компонентов. Для обеспечения обмена данными между климатической моделью INMCM, разработанной в Институте вычислительной математики РАН [32] и представляющей собой основу модели земной системы, и моделью динамики Гренландского ледникового щита [15, 16] в исследовании [2] предложена простая энергобалансовая модель (ЭВБМ-Г). В настоящей статье исследуется влияние поля ПГТ на топографию Гренландского ледникового щита с помощью двух типов полей атмосферных осадков — наблюдаемого и генерируемого ЭВБМ-Г при использовании граничных условий, соответствующих доиндустриальному климату и рассчитанных в INMCM.

Математические модели

Математическая модель Гренландского ледникового щита детально рассмотрена в работах [15, 16], процессы теплообмена — в [14], применяемый для определения скорости абляции алгоритм подсчёта ожидаемого количества дней с положительной температурой (expected positive degree day — EPDD) — в [33], удержание талой воды в массе льда — в [17]. Модель была модифицирована, в частности выполнены оптимизация и параллелизация исходного кода [1]. В настоящей работе используется пространственное разрешение 20×20 км. Вертикальное разрешение (50 слоёв) экспоненциально увеличивается по мере приближения к нижней границе щита.

Эволюция ледникового щита определяется рядами аномалий глобального уровня моря и приземной температуры воздуха [15]. Последняя рассчитывается по синтетическому ряду аномалий $\Delta\delta^{18}\text{O}$ (отклонений от современного значения $\delta^{18}\text{O}$, рис. 1, а), который составлен из нескольких фрагментов: 1) 0–74 тыс. л.н. (лет назад) — ряд GRIP [18]; 2) 74–108 и 116–128,5 тыс. л.н. — ряд NEEM, из которого были вычтены неклиматические компоненты [19]; 3) 108–116 тыс. л.н. — ряд NGRIP [20]; 4) 128,5–210 тыс. л.н. — синтетический ряд [4]; 5) 210–225 тыс. л.н. — перемасштабированный ряд $\delta^{18}\text{D}$ из керна станции

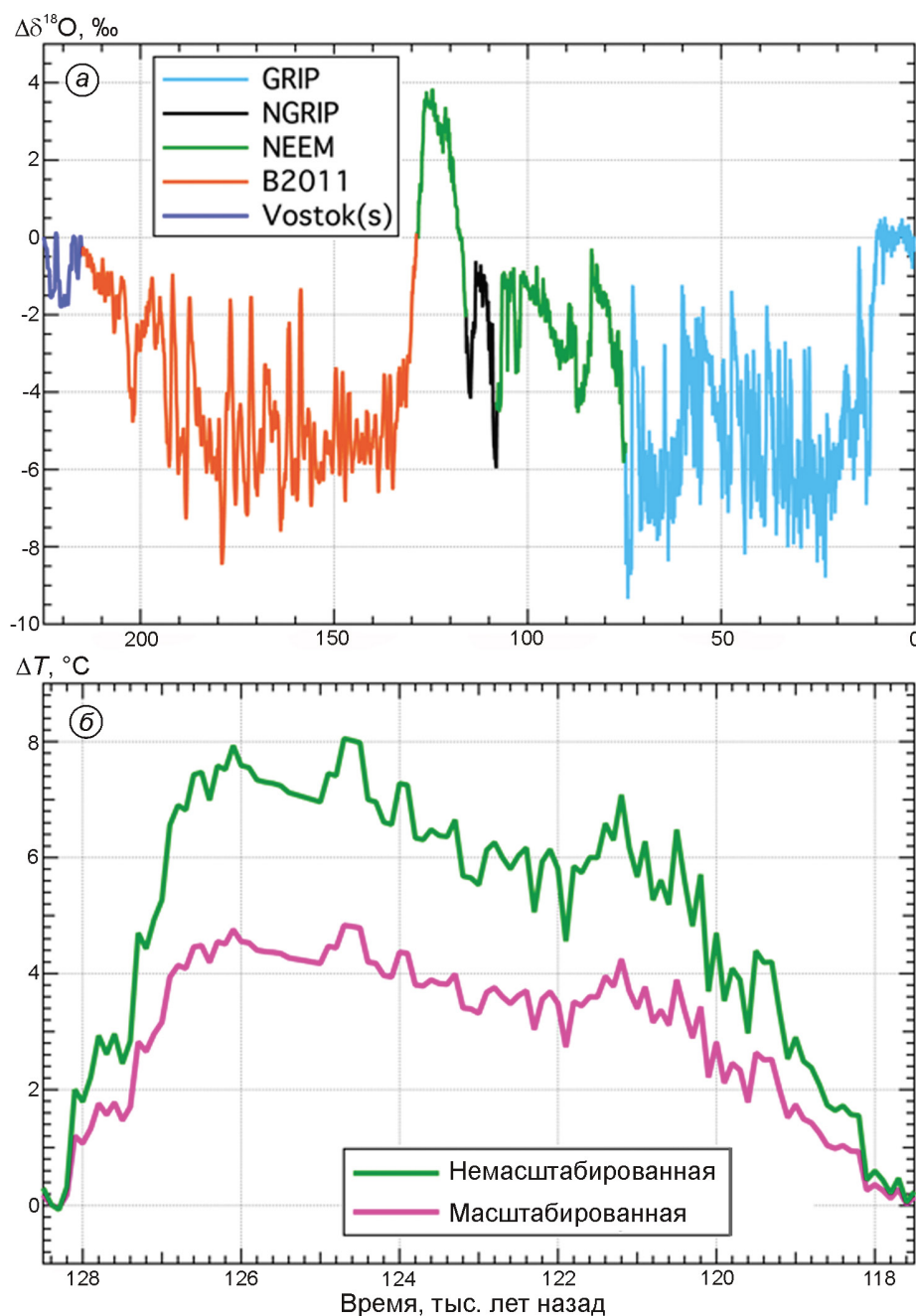


Рис. 1. Ряд форсинга для имитации ледниково-межледниковых циклов:

a – отклонения $\delta^{18}\text{O}$ от современного значения в Центральной Гренландии; составлен по данным глубокого бурения в скв. GRIP, NGRIP и NEEM, синтетическому ряду из [4] (B2011) и перемасштабированных значений $\delta^{18}\text{D}$ из керна антарктической станции Восток (Vostok(s)); *b* – сегмент ряда аномалий приземной температуры воздуха, соответствующий земскому межледниковью, немасштабированные и масштабированные значения

Fig. 1. Forcing record for simulation of glacial-interglacial cycles:

a – $\delta^{18}\text{O}$ anomalies with respect to present day in Central Greenland composed from ice core data at drill sites GRIP, NGRIP and NEEM, synthetic record [4] (B2011), and from the rescaled $\delta^{18}\text{D}$ record from the Antarctic Vostok ice core (Vostok(s)); *b* – segment of the surface air temperature record corresponding to the Eemian interglacial, not scaled and scaled values

Восток [23], в котором аномалии $\delta^{18}\text{D}$ линейно убывают до нуля на отметке 225 тыс. л.н. В сегменте 116–128,5 тыс. л.н. значения ΔT перемас-

штабированы с коэффициентом 0,6 (см. рис. 1, *b*), который определён как оптимальный для оценки земского потепления в Гренландии [1].

Годовая сумма атмосферных осадков в каждой точке ледникового щита параметризуется как экспоненциальная функция аномалий приземной температуры воздуха и современного поля осадков [1, 15], т.е. при сохранении заданной структуры поля осадков в ледниково-межледниковые циклы меняются только значения сумм осадков в каждой точке области пропорционально вариациям приземной температуры воздуха, которые однородны во всей области.

Энерговлагодбалансовая модель (ЭВБМ-Г) [2] представляет собой логическое развитие идей и подходов, применённых ранее в модели REMBO [27]. REMBO разрабатывалась в качестве буфера между моделью ледникового щита и климатической моделью промежуточной сложности CLIMBER-2, пространственное разрешение которой гораздо меньше (51° (долгота) $\times 10^\circ$ (широта)), чем в INMCM ($5^\circ \times 4^\circ$). В основе модели лежат два уравнения диффузии — тепла и влаги, которые решаются в области размером $70^\circ \times 36^\circ$ с пространственным шагом $0,5^\circ \times 0,4^\circ$. Узлам сетки с пространственным шагом 5° (долгота) $\times 4^\circ$ (широта) на границе области из модели INMCM присваиваются ежедневные среднесуточные значения приземных температур воздуха и удельного влагосодержания, а значения общей облачности задаются всем узлам области. Данные значения интерполируются кубическими сплайнами в пограничные узлы (а облачность во все узлы) области с пространственным шагом сетки $0,5^\circ \times 0,4^\circ$, и уже на этой сетке происходит решение уравнений ЭВБМ-Г (см. рис. 1). Уравнения решаются с шагом по времени один день, а осреднённые за год поля передаются в модель ледникового щита. В настоящей работе модельное поле приземной температуры не используется. Вместо него во всех экспериментах применяется поле, рассчитанное на основе параметризации в зависимости от абсолютной высоты и широты места [15, 16].

Исходные данные

Высота поверхности и толщина льда. Поле абсолютной высоты поверхности Гренландии и поле толщины льда взяты из работы [3].

Атмосферные осадки. В качестве реперного используется поле осадков, восстановленное по

толщине ежегодных слоёв снега/фирна в шурфах и наблюдениям на береговых метеостанциях [21], скорректированное в точках глубокого бурения, если непосредственно наблюденные осадки отличались от восстановленных (далее обозначено как OR91, рис. 2, а). Существуют более современные реконструкции, однако было решено использовать реконструкцию OR91, так как в ней представлены именно суммы осадков, а не скорость аккумуляции. Расхождения между полями осадков и аккумуляции достаточно велики в прибрежных областях, где заметную роль играют жидкие осадки. Ежегодная сумма осадков, рассчитанная в ЭВБМ-Г (см. рис. 2, б) в соответствии с граничными условиями INMCM, в значительной степени зависит от ключевых параметров модели [2]. Последние определялись таким образом, чтобы минимизировать расхождение между расчётным полем и реконструкцией OR91.

Поток геотермического тепла. Исходное поле ПГТ получено с помощью «сейсмической» модели [31] (рис. 3, а). Далее оно будет обозначаться как SR, а поле из работы [11] — как FM.

Численные эксперименты

Коррекция поля ПГТ. Поле SR (см. рис. 3, а) корректировалось с учётом измеренных температур на нижней границе ледникового щита с учётом радиусов влияния по осям x и y (r_x и r_y):

$$G_c(x, y) = G_0(x, y) + [G_t - G_0(x, y)] \exp \left[- \left(\frac{x^2}{r_x^2} + \frac{y^2}{r_y^2} \right) \right], \quad (1)$$

где G_0 — исходное поле SR; G_c — скорректированное поле; G_t — целевое значение ПГТ в скважине.

В общем случае выражение (1) описывает эллипсоидальное влияние G_t на корректируемое поле потока геотермического тепла. Значения G_t выбирались таким образом, чтобы как можно точнее воспроизвести базальную температуру на станциях глубокого бурения. Считалось, что $r_x = r_y$, что делало выражение (1) аналогичным использованному в работе [22]. Поскольку G_t неизвестны, проведена серия численных экспериментов (табл. 1), в которых G_t менялись в пределах, соответствующих представлениям о геологической структуре подстилающих пород (рис. 4). Результирующее поле должно было обе-

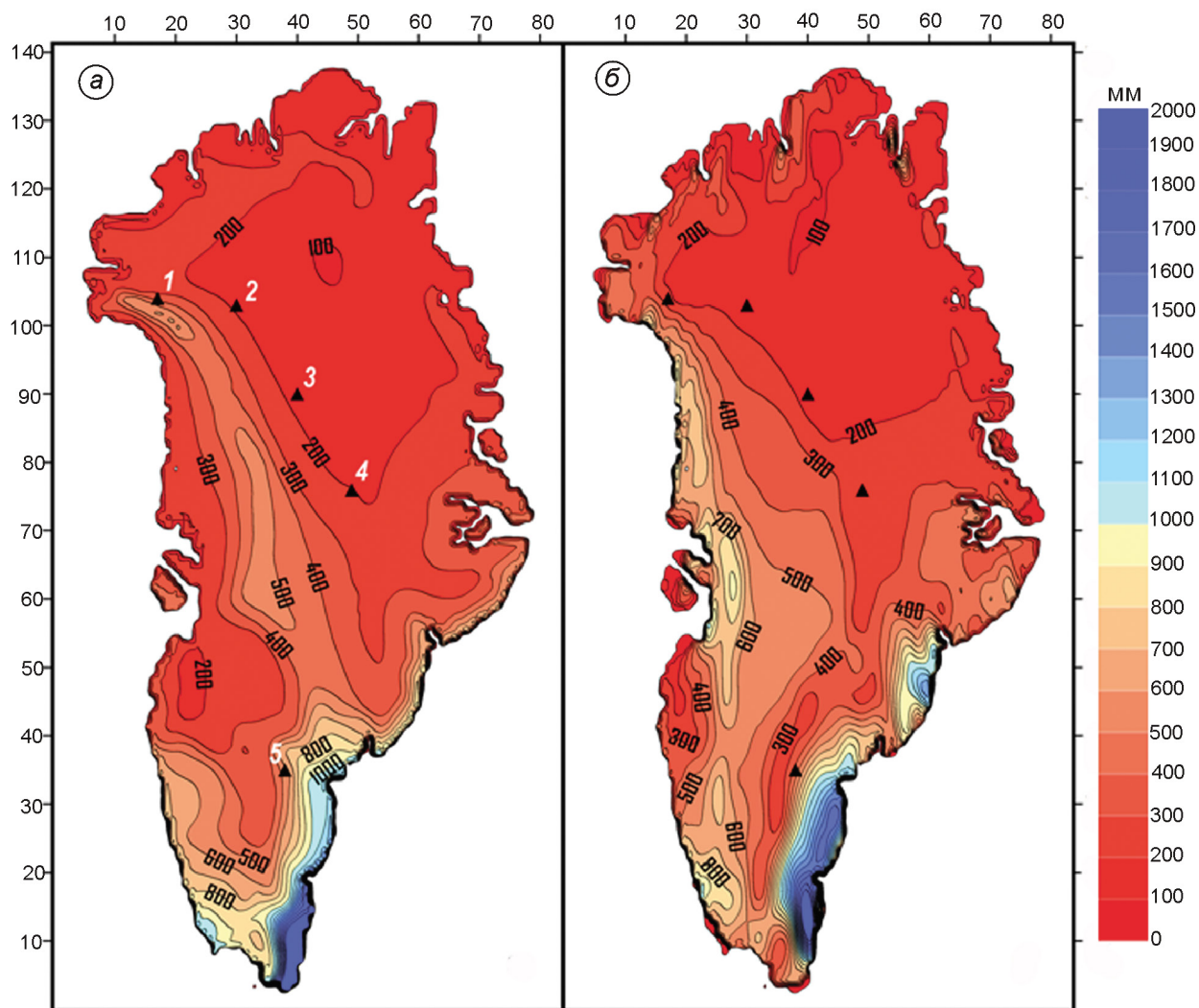


Рис. 2. Поля годовых сумм атмосферных осадков, мм:

a – реконструкция OR91; *б* – модель ЭВБМ-Г; треугольниками обозначены точки глубокого бурения: 1 – Camp Century; 2 – NEEM; 3 – NGRIP; 4 – GRIP; 5 – Dye3; оцифровка на границах области соответствует номерам узлов пространственной сетки по горизонтальным осям

Fig. 2. Annual precipitation fields, mm:

a – reconstruction OR91; *б* – EWBM-G model; triangles indicate deep-drilling sites: 1 – Camp Century, 2 – NEEM, 3 – NGRIP, 4 – GRIP, 5 – Dye3; figures on the frame indicate numbering of gridpoints of the spatial grid along horizontal axes

спечить базальную температуру в четырёх скважинах (Dye3, GRIP, Camp Century [14] и NEEM), максимально близкую к измеренной (табл. 2). На станции NEEM температура была измерена на глубине 2537 м (в 2 м от дна) [26], при этом признаки таяния не установлены. Однако, принимая во внимание достаточную близость измеренной температуры к точке плавления (с учётом поправки на давление), нельзя исключать, что в прошлом такие условия могли возникать.

В пятой точке скв. NGRIP температура льда с учётом поправки на давление обеспечивает та-

яние льда. Поток геотермического тепла в этой точке оценивается в 98 ± 7 мВт·м⁻² [13], однако, по мнению [6], он может достигать 129 мВт·м⁻². Причина такого высокого значения в точке, окружённой областью со значениями, где поток тепла вдвое ниже, достоверно неизвестна, но есть предположение, что окрестности станции NGRIP сложены относительно молодыми изверженными породами [9]. По мнению [20, 24], в отдельных районах Центральной и Северной Гренландии значения потока геотермического тепла могут достигать 140 мВт·м⁻². Это может

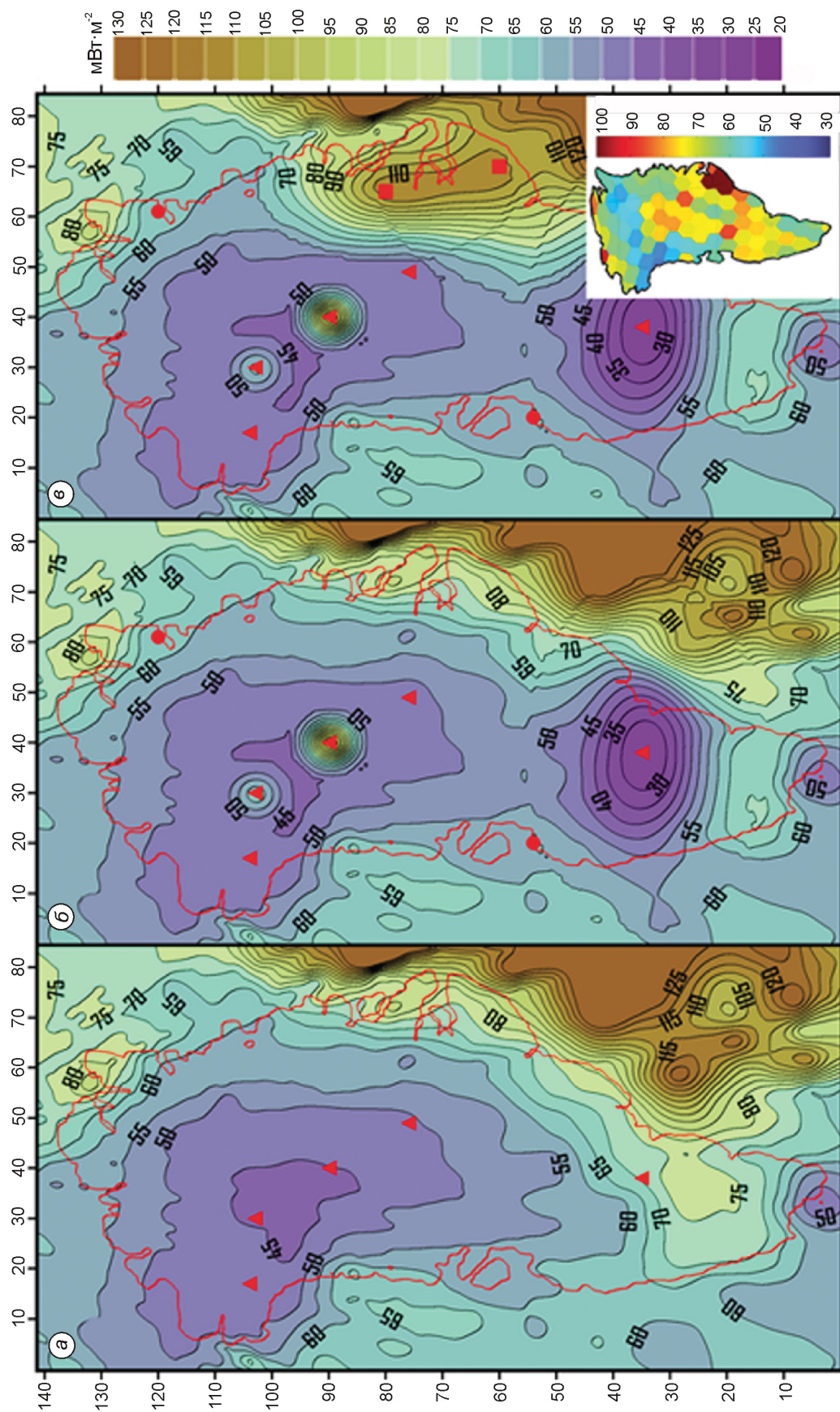


Рис. 3. Поля потока геотермического тепла (ПГТ) в Гренландии и её окрестностях, $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$:

a – «сейсмическая» реконструкция SR с контрольными и коррекционными точками; *б* – исправленное SR поле без учёта коррекционных точек в Восточной Гренландии; *в* – исправленное SR поле с учётом коррекционных точек в Восточной Гренландии; на врезке – «магнитная» реконструкция FM, показывающая повышенные значения ПГТ в Восточной Гренландии; красными квадратами показаны точки корректировки в Восточной Гренландии, красными кружками – контрольные точки, где проводились измерения ПГТ. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

Fig. 3. Geothermal heat flux (GHF) fields in Greenland and surroundings, $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2}$:

a – «seismic» reconstruction SR with target and control points; *б* – corrected field without target points in Eastern Greenland; *в* – corrected SR field with target points in Eastern Greenland, shown in the inset is the «magnetic» reconstruction FM with enhanced GHF values in Eastern Greenland; red squares indicate correction points in Eastern Greenland, red circles show control points, where GHF was measured. Other definitions as in Fig. 2.

Таблица 1. Описание численных экспериментов второй серии

Номер эксперимента	Поле осадков	Климатические циклы	ddf , мм·день ⁻¹	ddf_i , °C ⁻¹	Поле ПГТ
1	OR91	Нет	3,0	8,0	SR исходное (см. рис. 3, а)
2		Да	3,0	8,0	
3			3,0	8,0	SR скорректированное без Восточной Гренландии (см. рис. 3, б)
4		Нет	3,0	8,0	
5		Да	3,0	8,0	
6	EWBM	Нет	3,0	8,0	
7		Да	3,0	8,0	SR скорректированное (см. рис. 3, в)
8			4,0	9,0	
9			4,5	9,5	
10			5,0	10,0	

Таблица 2. Значения потока геотермического тепла в точках глубокого бурения в Гренландии, мВт м⁻²

Коррекционные точки	Camp Century	NEEM	NGRIP	GRIP	Dye3	T ₃	T ₄
SR, мВт м ⁻²	46,6	44,6	44,7	49,5	71,4	64,2	83,8
Вариации потока геотермического тепла в первой серии экспериментов ΔG_b , мВт м ⁻²	36–55	41–65	86–120	36–55	16–35	110	110
Радиусы влияния, км:							
r_x	100	80	80	100	400	160–280	160–280
r_y	100	80	80	100	240	160–280	160–280

быть связано с тем, что в центральных областях острова аномально тонкая земная кора [24].

Какова бы ни была причина региональных вариаций ПГТ, целевое значение для коррекции по скв. NGRIP можно указать только ориентировочно. Так, определённое на достаточно простой стационарной модели оптимальное значение скорости базального таяния M_b , равное 2,7 мм·год⁻¹ [13], приводит к значительному завышению залегания эемского льда. Более высокие значения таяния (например, 6,1–8,2 мм·год⁻¹ [6] или 7,5 мм·год⁻¹ [8]) приводят к полному или частичному исчезновению в модельном ледяном керне эемского слоя. Установлено [20], что возраст придонного льда в скв. NGRIP составляет 123,5 тыс. лет, что, согласно нашим предварительным расчётам, реализуемо при современной скорости базального таяния около 5 мм·год⁻¹. Это значение, промежуточное между оценками [8] и [13], и было выбрано в качестве целевого для коррекции поля ПГТ.

Предварительные исследования модельной топографии показали присутствие систематических искажений, для сглаживания которых необходимо, чтобы поле ПГТ между станцией NGRIP и бе-

реговой линией было скорректировано, как показано на рис 3, в. В пользу этого предположения косвенно свидетельствует то обстоятельство, что в поле потока геотермического тепла, построенного на основе «магнитной» модели у восточного побережья Гренландии, присутствует область с ПГТ более 100 мВт·м⁻² (врезка на рис 3, в). Для исправления поля в этой области применялась эллипсоидальная корректировка в двух точках с $r_x \neq r_y$.

Численные эксперименты. Выполнено две серии численных экспериментов. В первой серии (70 экспериментов: 35 с полем осадков OR91 и 35 с полем осадков ЭВБМ-Г) вёлся поиск оптимальных значений поля ПГТ в точках бурения, которые удовлетворяли бы значениям базальной температуры (см. табл. 2). Для этих целей поле ПГТ изменяли в пределах, указанных в табл. 1, с шагом 1 мВт м⁻². Достаточно широкие пределы изменения потока геотермического тепла объясняются тем, что *a priori* непонятно, насколько велики будут отклонения базальной температуры при использовании поля осадков ЭВБМ-Г. Контрольные точки расположены на побережье Гренландии (см. рис. 3, б, в), где были проведены инструментальные измерения потока геотерми-

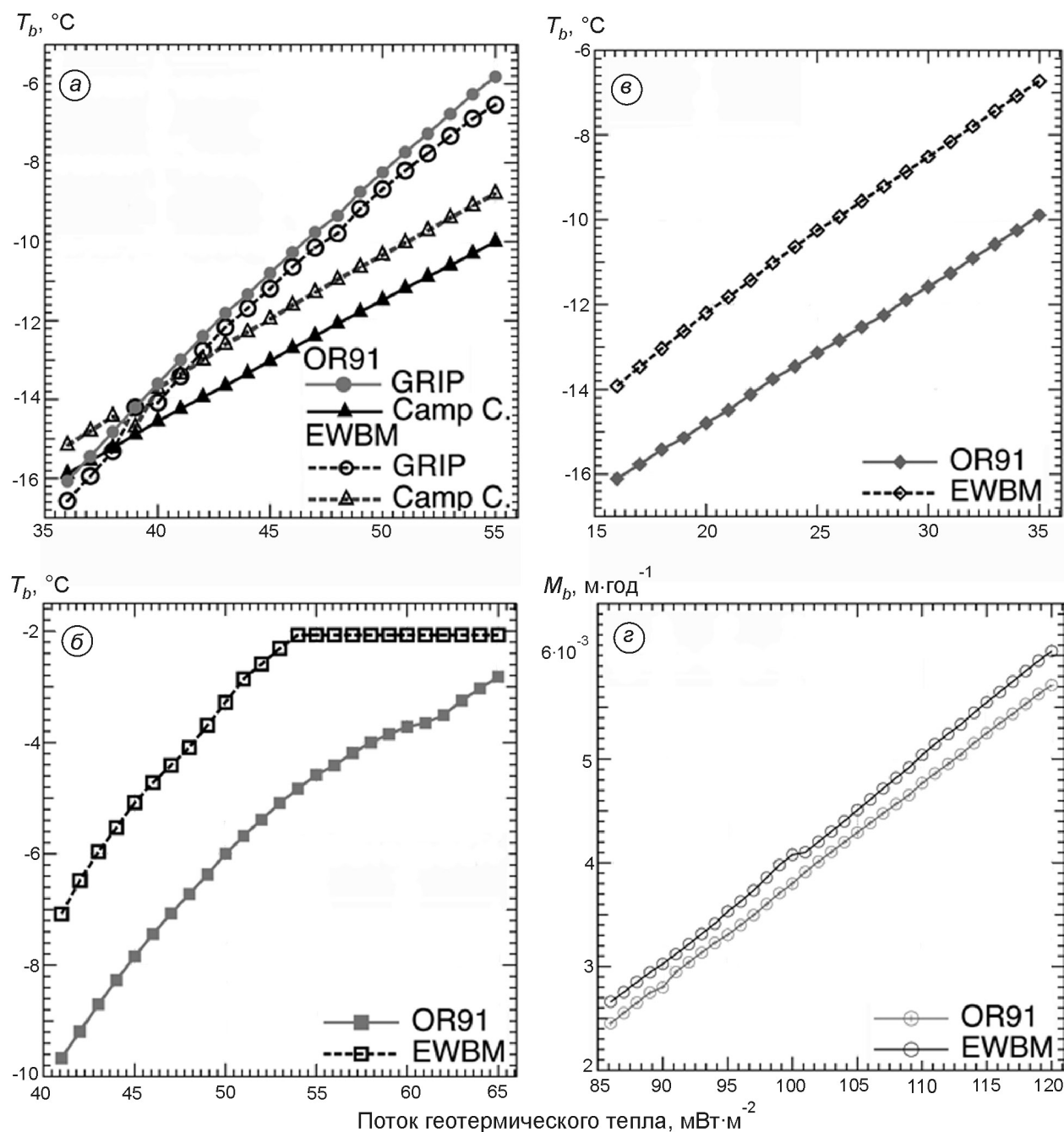


Рис. 4. Базальная температура T_b как функция потока геотермического тепла в скв. GRIP и Camp Century (а), NEEM (б) и Dye3 (в); скорость базального таяния M_b как функция потока геотермического тепла в скв. NGRIP (г).

Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 4. Basal temperature T_b as a function of GHF in boreholes GRIP and Camp Century (a), NEEM (б) and Dye3 (в); basal melt rate M_b as a function of GHF in NGRIP borehole (г).

Other definitions as in Fig. 2.

ческого тепла [24]. Исходное поле корректировалось также в Восточной Гренландии (коррекционные точки T_3 и T_4 в табл. 2 и на рис. 3, в) в соответствии с полем FM (врезка на рис. 3, в).

В этом районе значения ПГТ в соответствии с оценками FM достигают $110 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, однако в исходном поле SR характерные значения этого поля значительно ниже (см. табл. 2). Для послед-

них двух коррекционных точек значения потока геотермического тепла оставались неизменными, однако варьировали с радиусами влияния и в небольших пределах с координатами точек. Радиусы влияния для всех коррекционных точек выбирались таким образом, чтобы их максимальное воздействие на исходное поле потока геотермического тепла не влияло на значение в соседних коррекционных или контрольных точках на побережье (см. табл. 2). Предельным считалось изменение на 5% от абсолютной разности между целевым и исходным полями. Ниже этого предела коррекция не проводилась. Введение предела позволило вести коррекцию независимо в каждой точке. Радиусы влияния (100 км) и целевые значения в контрольных точках (значения исходного поля SR) T_1 и T_2 не менялись.

Во второй серии тестировалось скорректированное поле потока геотермического тепла (эксперименты 3–10 в табл. 1). Для сравнения результатов выполнено два эксперимента с нескорректированным полем (эксперименты 1 и 2) и с полем, коррекция которого велась без использования точек в Восточной Гренландии (эксперимент 3). Интегрирование начиналось с поля наблюденной топографии. Далее достигалось равновесное состояние ледникового щита (после 200 тыс. модельных лет), соответствующего межледниковью (эксперименты 1, 4 и 6). Затем воспроизводилась история Гренландского ледникового щита за последние 225 тыс. лет (последние два ледниково-межледниковых цикла, эксперименты 2, 3, 5, 7–10) в соответствии с реконструированными температурными изменениями (см. рис. 1). В экспериментах 1–5 задействовано поле осадков OR91, в остальных – поле ЭВБМ-Г. Суммы осадков менялись пропорционально изменениям температуры воздуха [1, 15]. Эксперименты 8–10 были проведены для исследования чувствительности результатов к выбору параметров в схеме расчёта скорости абляции.

Результаты и обсуждение

Базальная температура в контрольных точках в результате применения исходного (нескорректированного) поля SR (эксперименты 1 и 2) значительно отличается от наблюденной во всех точках, кроме GRIP, в окрестностях которой поток

Таблица 3. Придонная температура льда, °C, в точках глубокого бурения в Гренландии (для станции NGRIP – скорость базального таяния, мм·год⁻¹)

Номер эксперимента	Camp Century	NEEM	NGRIP	GRIP	Dye3
Наблюдения	–13,00	–3,40	5,00*	–8,50	–13,22
Результаты экспериментов					
1	–9,54	–2,78	0	–7,03	0
2	–12,49	–8,05	0	–8,49	–1,64
3	–14,30	–6,82	4,24	–11,29	–14,46
4	–9,95	pmp**	6,00	–6,95	–18,77
5	–13,01	–3,48	4,71	–8,54	–13,10
6	–8,46	pmp	6,61	–6,31	–4,04
7	–10,03	–2,86	5,65	–8,20	–8,16
8	–11,95	–3,64	4,99	–9,06	–10,50
9	–11,91	–3,84	4,97	–8,93	–10,70
10	–10,99	–3,88	5,09	–8,39	–10,78

*Наиболее вероятная косвенная оценка; **pmp (pressure melting point) – базальная температура с учётом поправки на давление достигает точки плавления.

геотермического тепла воспроизводится «сейсмической» моделью, по-видимому, максимально корректно. Это косвенным образом подтверждают и результаты других экспериментов с «включённым» климатическим циклом: отклонения модельных значений T_b от наблюденных во всех случаях крайне незначительны при номинальной корректровке исходного ПГТ всего 0,1 мВт·м⁻². Очевидно, что включение в эксперимент ледниково-межледниковых циклов снижает осреднённую по площади базальную температуру. Причины этого – вертикальная адвекция относительно более холодного льда в течение последнего ледникового периода и исчезновение относительно более тёплого придонного льда предыдущего (эмского) межледниковья (130–115 тыс. л.н.) в обширных областях, подверженных базальному таянию. Так, на станции NGRIP условия для базального таяния отсутствуют ($T_b = -4,54$ °C в эксперименте 1 и $T_b = -7,50$ °C в эксперименте 2 – без поправок на давление), что противоречит наблюдениям (табл. 3). Однако на фоне понижения средней температуры на станции Dye3 температура растёт и с учётом поправки на давление достигает температуры плавления в эксперименте 1 и приближается к ней в эксперименте 2.

Роль климатического цикла показательна для станции NEEM – даже нескорректированный

Таблица 4. Значения потока геотермического тепла в точках глубокого бурения в Гренландии, мВт м⁻²

Значения	Станция				
	Camp Century	NEEM	NGRIP	GRIP	Dye3
Оптимальные: для поля OR91	45,0	62,4	112	49,4	25,3
для поля ЭВБМ-Г	42,0	49,5	110	50,4	17,6
По оценке: [14]	50,8	—*	—	49,1	18,5
[12]	60	—	135	50	20

*На момент публикации работ [12] и [14] скважины ещё не были пробурены.

(заниженный) исходный ПГТ достаточен для достижения температуры таяния. Определённые в результате первой серии экспериментов (см. рис. 4) оптимальные для заданных модельных параметров значения ПГТ (табл. 4) показывают, что максимальная корректировка необходима для станций Dye3 на юге Гренландии и на станции NGRIP в центральной части. Здесь ошибки исходного поля очевидны. Заметим, что в ранних работах [12, 14] определены более низкие по сравнению с нашей оценкой целевые значения потока геотермического тепла на Dye3 и более высокие — на Camp Century, а в работе [12] — более высокое значение потока геотермического тепла на NGRIP. Оценки для станции NEEM в этих работах не проводились, так как бурение на ней было завершено летом 2010 г. На примере керна NEEM видно, что в условиях достаточно высокой пространственной изменчивости поля ПГТ в Гренландии предварительные модельные оценки базальной температуры и связанные с этим оценки возраста придонного льда и глубины залегания льда, относящегося к определённому периоду в прошлом, могут давать в корне неверный результат [7].

Исходное «сейсмическое» поле потока геотермического тепла потребовало принципиальной коррекции в двух областях — в окрестностях станции Dye3 на юге острова и в окрестностях станций NGRIP и NEEM в центральной части. В последнем случае речь идёт именно о двух точках, поскольку между ними пролегает северная граница, оконтуривающая область базального таяния. Южная граница находится между станциями NGRIP и GRIP, корректировка ПГТ на

ней не требовалась. Отклонения T_b и M_b (в случае NGRIP) от целевых значений в экспериментах 7–10 с использованием модельного поля осадков и поля ПГТ, откалиброванного в экспериментах с наблюдаемым полем OR91, не принципиальны, за исключением станции NEEM (см. рис. 4, б). В последнем случае использование значения 62,4 мВт·м⁻² (см. табл. 1) приводит к возникновению базального таяния, вероятно, по причине несколько заниженной модельной скорости аккумуляции (0,18 м·год⁻¹ в ледяном эквиваленте) по сравнению с реальной (0,22 м·год⁻¹ в ледяном эквиваленте). Таким образом, с учётом описанных здесь неопределённостей в оценках ПГТ, для применения в модели земной системы можно использовать поле, откалиброванное в численных экспериментах с наблюдаемым полем осадков OR91 с единственным отличающимся (пониженным до 49,5 мВт м⁻²) целевым значением на станции NEEM.

Корректировка поля потока геотермического тепла в Восточной Гренландии (точки T_1 и T_2) обусловлена теми искажениями топографии, которые возникают, если коррекция в данных точках не проводится (эксперименты 1–3). В определённых обстоятельствах применение поля может привести к смещению модельного топографического купола на 200–300 км к северо-востоку или к возникновению второго купола как на рис. 5, в. Увеличение ПГТ в этой области в соответствии с «магнитной» моделью (врезка на рис. 3, в) позволяет нивелировать этот эффект и получить более реалистичное поле высоты поверхности (сравним изолинии 3000 м на рис. 5, б, в и 5, г–е).

Топографические характеристики ледникового щита. В качестве реперных мы используем значения $V_G = 2,919$ млн км³ и $S_G = 1,658$ млн км². Значение V_G , по-видимому, крайне незначительно (на 0,4%) отличается от указанного в первоисточнике данных [3] значения — 2,931 млн км³. Вероятная причина расхождения обусловлена тем, что в нашей работе подсчёт вёлся только по заполненным льдом 20-километровым ячейкам, а в работе [3] использовано пространственное разрешение 5 км, что существенно для результатов расчётов на окраине ледника. В результатах численных экспериментов обращают на себя внимание два следствия включения климатических циклов в численные эксперименты.

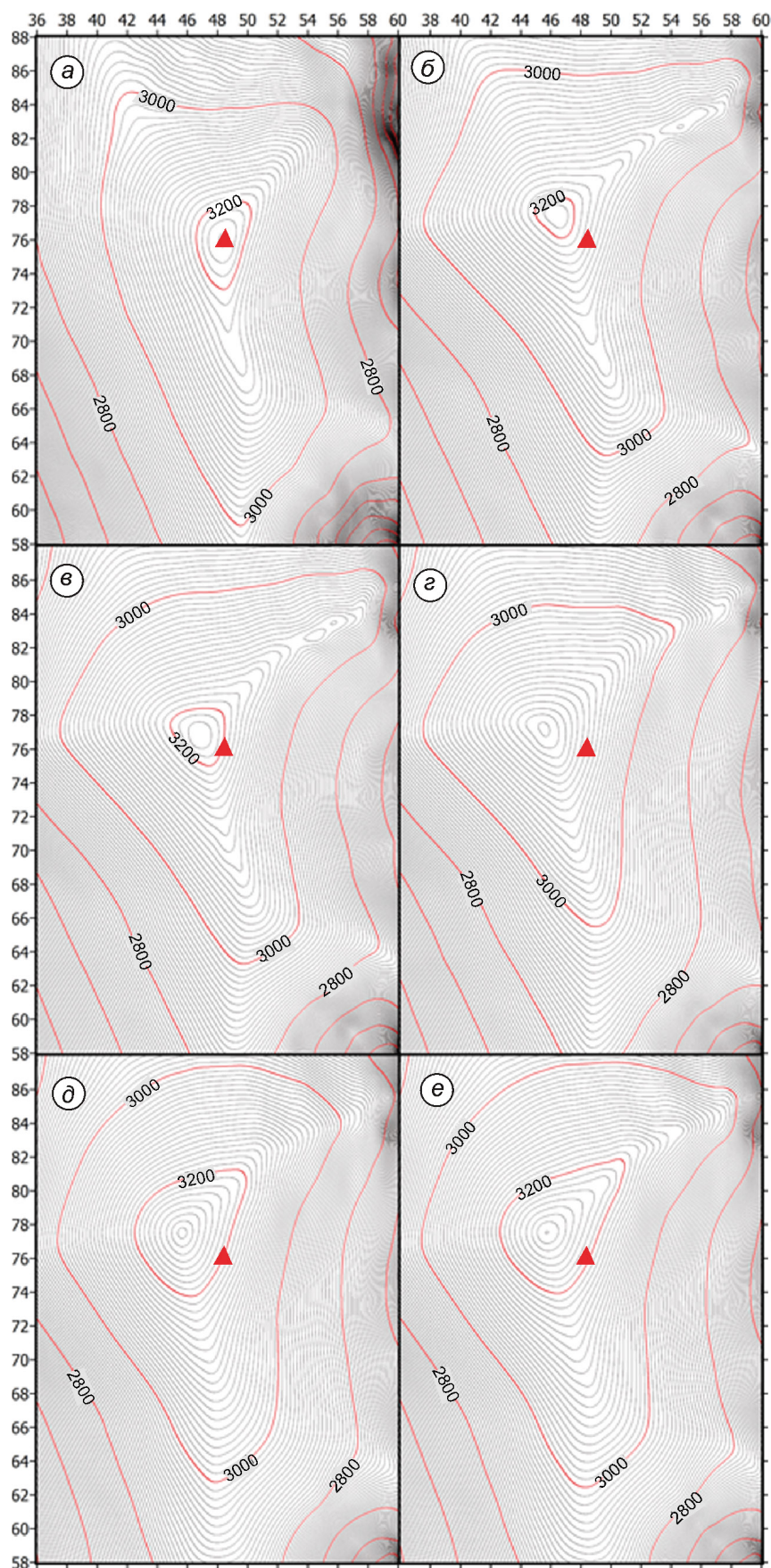


Рис. 5. Высота поверхности Гренландского ледникового щита вокруг Северного купола, м:

a — наблюдаемая; *б–е* — модельная: эксперименты 1 (*б*), 3 (*в*), 5 (*г*), 9 (*д*), 10 (*е*); красный треугольник показывает положение скв. GRIP; оцифровка на границах областей соответствует номерам узлов пространственной сетки по горизонтальным осям (как на рис. 2, но с большим разрешением)

Fig. 5. Surface elevation of the Greenland ice sheet in the area around Northern Dome, m:

a — observed; *б–е* — modelled: experiments 1 (*б*), 3 (*в*), 5 (*г*), 9 (*д*), 10 (*е*); red triangle shows the position of GRIP drill site; figures on the frames indicate numbering of gridpoints of the spatial grid along horizontal axes (similar Fig. 2, but with bigger resolution)

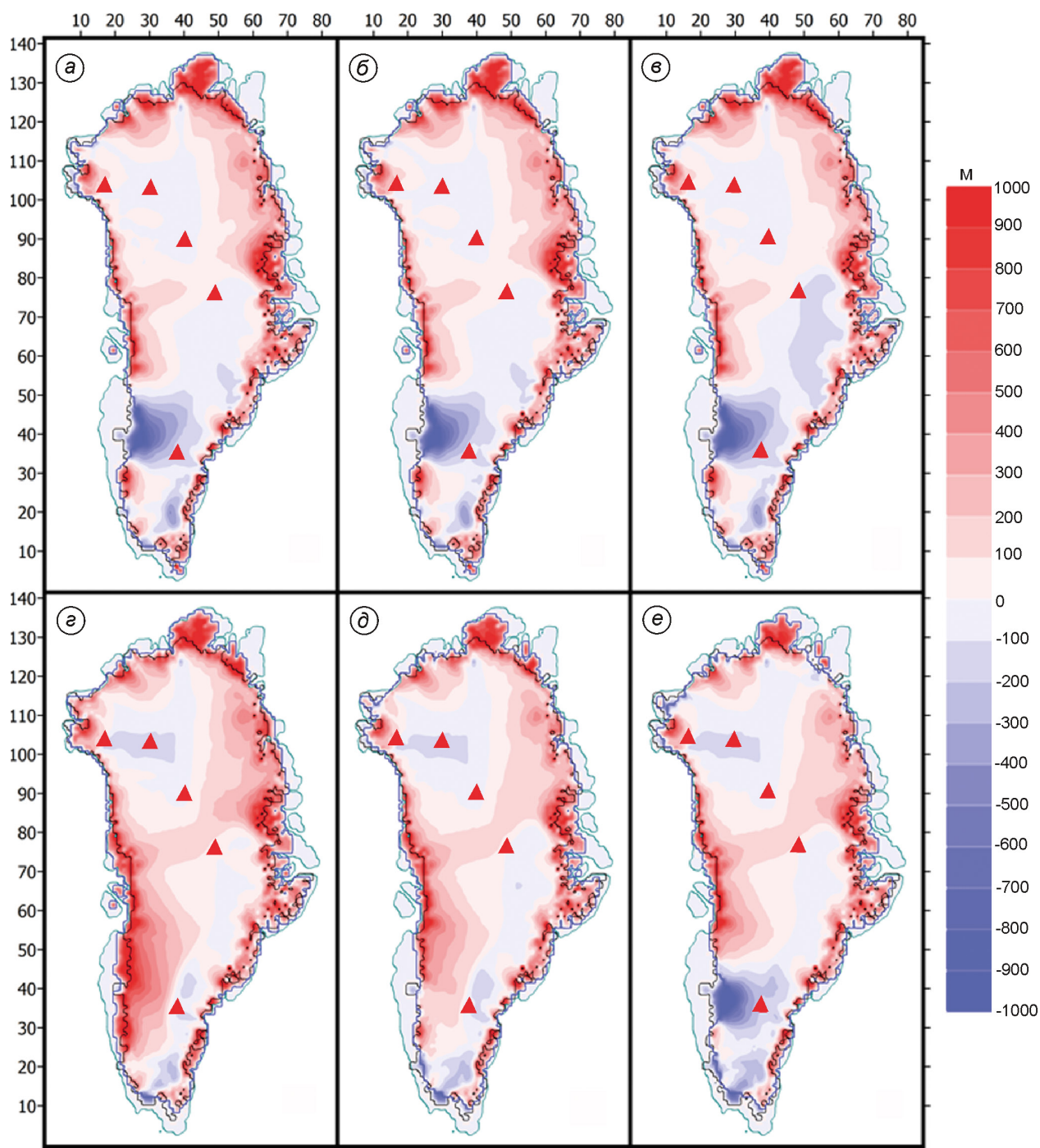


Рис. 6. Отклонения модельной толщины льда Гренландского ледникового щита от наблюдаемой (м) в экспериментах 1 (а), 3 (б), 5 (в), 7 (г), 9 (д) и 10 (е).

Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 5

Fig. 6. Deviations of the Greenland ice sheet model ice thickness (m) from the observed one in experiments 1 (a), 3 (б), 5 (в), 7 (г), 9 (д) and 10 (e).

Definitions as in fig. 2 and 5

1. Сокращение средней квадратической ошибки определения модельных высоты поверхности и толщины льда от исходных реальных (табл. 5)

по сравнению со случаями, где цикл не включался. Сокращение финальных площади и объёма ледникового щита в экспериментах с климатиче-

Таблица 5. Результаты численных экспериментов второй серии

Номер эксперимента	Объём модельного ледникового щита V_G , млн км ³ (в знаменателе — относительная ошибка, %)	Площадь модельного ледникового щита S_G , млн км ² (в знаменателе — относительная ошибка, %)	Среднеквадратическое отклонение модельного ледникового щита от наблюдаемого [3], м		Базальная температура, осреднённая по всей площади модельного ледникового щита $\langle T_b \rangle$, °C	Отношение площади аккумуляции к площади абляции, %
			для высоты поверхности σ_Z	для толщины льда σ_H		
1	3,27/12,0*	1,886/13,8	266,9	323,0	−3,56	24,0
2	3,16/8,3	1,832/10,5	221,1	273,5	−4,88	46,6
3	3,15/7,9	1,823/10,0	225,0	282,7	−5,33	47,5
4	3,25/11,3	1,883/13,6	262,4	317,4	−3,44	24,0
5	3,11/6,5	1,820/9,8	216,6	277,4	−4,64	47,0
6	3,26/11,7	1,887/13,8	267,2	321,4	−3,56	24,6
7	3,34/14,4	1,894/14,2	265,0	311,7	−4,99	32,6
8	3,25/11,3	1,836/10,7	229,0	277,5	−4,84	38,4
9	3,21/10,0	1,805/8,9	212,2	261,8	−4,82	41,7
10	3,11/6,5	1,721/3,8	214,4	267,9	−4,81	47,5

*Ошибки рассчитываются относительно наблюдаемых значений в [3].

ским циклом происходит при использовании поля OR91, и некоторое увеличение отмечается в случае применения модельного поля ЭВБМ-Г. Последнее обстоятельство корректируется увеличением значений чувствительности скорости таяния снега и льда (degree-day factors — $ddfs$ и ddf_i) к повышению температуры воздуха (эксперименты 8–10).

2. Существенное увеличение области абляции, что, собственно, вызывает снижение σ_Z и σ_H . Вопрос о корректных значениях $ddfs$ и ddf_i для применения в математических моделях ледниковых щитов совсем не прост, и его детальное исследование выходит за рамки настоящей работы. Вообще, метод подсчёта градусо-дней даёт значительный разброс значений $ddfs$ и ddf_i [5] в зависимости от температуры воздуха, интенсивности турбулентного обмена и т.д. В связи с этим неудивительно, что для достижения соотношения финальных площадей абляции и аккумуляции и соответственно сходных σ_Z и σ_H при применении различных полей атмосферных осадков могут потребоваться различные $ddfs$ и ddf_i . Отметим, что и отклонение контуров модельных щитов от реальных в юго-западной Гренландии аналогично в экспериментах 5 и 10 (рис. 6, в, е): снижение σ_Z и σ_H для ледника в целом компенсируется значительным увеличением в той его части, которая критически чувствительна к параметризации абляции.

В целом, модель завышает объём и площадь Гренландского ледникового щита (см.

табл. 5). При минимальных σ_Z и σ_H (эксперимент 9) ошибка модельного объёма составляет 10%, а площадь — около 9%. Меньшие значения ошибок в экспериментах 5 и 10 соответствуют и большему искажению очертаний ледника в юго-западной части. Для принятых в модели значений параметров (отклонения при которых минимальны) основное несоответствие толщины ледникового покрова приходится на окраинные области при минимальных отклонениях в центральных областях щита (см. рис. 6). Это соответствует другим исследованиям с аналогичными моделями [12, 27, 28] и, по-видимому, связано с использованием упрощенного описания поля скорости течения в рамках аппроксимации мелкого льда и недостатками в схеме расчёта скорости абляции.

Заключение

Исследовано влияние геотермического тепла на модельный Гренландский ледниковый щит. Основная цель исследования — корректировка поля потока геотермического тепла, построенного на основе косвенного «сейсмического» метода таким образом, чтобы оно соответствовало немногочисленным наблюдениям за базальной температурой в глубоких скважинах и не искажало конфигурацию щита в окрестностях топографического Северного купола. Полученное

с использованием наблюденных атмосферных осадков поле удовлетворяет этим требованиям. В связи с тем, что модель ледникового щита Гренландии предполагается использовать в модели земной системы, выполнено тестирование полученного поля потока геотермического тепла в численных экспериментах, в которых было задействовано поле осадков, сгенерированное простой энергобалансовой моделью ЭБВМ-Г с применением граничных условий, рассчитанных в климатической модели INMCM для доиндустриального климата. Показано, что модельные значения базальной температуры в контрольных точках (глубоких скважинах) не сильно отличаются от значений, рассчитанных с применением наблюденного поля осадков. Исключение составляет станция NEEM, где потребовалась дополнительная корректировка поля.

Численные эксперименты показали, что модель ледникового щита недостаточно реалистично воспроизводит поле толщины льда по окраинам щита при удовлетворительном соответствии наблюдениям в центральных областях ледника. Перспектива использования модели ледникового щита Гренландии как части модели земной системы в численных экспериментах большой длительности не позволяет применить приближения более высокой степени точности, чем SIA, из-за значительного (на порядки) роста времени вычислений. В то же время применение балансового метода для расчёта скорости абляции (как описано в [2]) должно обеспечить большую точность расчётов.

Благодарности. Авторы благодарны Ф. Хёбрехтсу (Р. Huybrechts), сотруднику Свободного университета Брюсселя (Бельгия), за предоставление кода модели ледникового щита.

Исследование выполнено в Институте вычислительной математики РАН при поддержке Российского научного фонда (проект №14-27-00126 «Исследование климата Земли с помощью перспективной модели земной системы»).

Литература

1. Рыбак О.О., Хёбрехтс Ф. Гренландский ледниковый щит на пике потепления предыдущего межледникового // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 91–101.
2. Рыбак О.О., Володин Е.М. Использование энергобалансовой модели для включения криосферной компоненты в климатическую модель. Часть I. Описание модели и расчетные климатические поля приземной температуры воздуха и осадков // Метеорология и гидрология. 2015 (в печати).
3. Bamber J.L., Ekholm S., Krabill W.B. A new, high resolution digital elevation model of Greenland fully validated with airborne laser altimeter data // Journ. of Geophys. Research. 2001. V. 106. P. 6733–6745.
4. Barker S., Knorr G., Edwards R.L., Parrenin F., Putnam A.E., Skinner L.C., Wolff E., Ziegler M. 800,000 years of abrupt climate variability // Science. 2011. V. 334. P. 347–351. doi: 10.1126/science.1203580
5. Braithwaite R.J. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy balance modelling // Journ. of Glaciology. 1995. V. 41. № 137. P. 155–160.
6. Buchardt S.L., Dahl-Jensen D. Estimating the basal melt rate at NorthGRIP using a Monte Carlo technique // Annals of Glaciology. 2007. V. 45. P. 137–142.
7. Buchardt S.L., Dahl-Jensen D. At what depth is the Eemian layer expected to be found at NEEM? // Annals of Glaciology. 2008. V. 48. P. 100–103.
8. Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Gogineni S.P., Miller H. Basal melt at North GRIP modeled from borehole, ice-core and radio-echo sounding observations // Annals of Glaciology. 2003. V. 37. P. 207–212.
9. Fahnestock M., Abdalati W., Joughin I., Bozena J., Gogineni P. High Geothermal Heat Flow, Basal Melt, and the Origin of Rapid Ice flow in Central Greenland // Science. 2001. V. 294. P. 2338–2342.
10. Fox Maule C., Purucker M.E., Olsen N., Mosegaard K. Heat Flux Anomalies in Antarctica Revealed by Satellite Magnetic Data // Science. 2005. V. 309. P. 464–467.
11. Fox Maule C., Purucker M.E., Olsen N. Inferring magnetic crustal thickness and geothermal heat flux from crustal magnetic field models. Estimating the geothermal heat flux beneath the Greenland ice sheet. Danish Climate Centre Report 09-09. Danish Meteorological Institute, Ministry for Climate and Energy, Copenhagen, 2009. 33 p.
12. Greve R. Relation of measured basal temperatures and the spatial distribution of the geothermal heat flux for the Greenland ice sheet // Annals of Glaciology. 2005. V. 42. P. 424–432.
13. Grinsted A., Dahl-Jensen D. A Monte Carlo tuned model of the flow in the NorthGrip area // Annals of Glaciology. 2002. V. 35. P. 527–530.
14. Huybrechts P. Basal temperature conditions of the Greenland ice sheet during the glacial cycles // Annals of Glaciology. 1996. V. 23. P. 226–236.
15. Huybrechts P. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Ant-

- arctic ice sheets during the glacial cycles // *Quaternary Science Reviews*. 2002. V. 21. P. 203–231.
16. Huybrechts P., de Wolde J. The Dynamic Response of the Greenland and Antarctic Ice Sheets to Multiple-Century Climatic Warming // *Journ. of Climate*. 1999. V. 12. P. 2169–2188.
 17. Janssens I., Huybrechts P. The treatment of meltwater retention in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet // *Annals of Glaciology*. 2000. V. 31. P. 133–140.
 18. Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Stef-fensen P., Clausen H.B., Miller H. Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdottir A.E., White J. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Ren-land and NorthGRIP // *Journ. of Quaternary Science*. 2001. V. 16. P. 299–307.
 19. NEEM community members. Eemian interglacial re-constructed from a Greenland folded ice core // *Nature*. 2013. V. 493. P. 489–494.
 20. North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature*. 2004. V. 431. P. 147–151.
 21. Ohmura A., Reeh N. New precipitation and accumula-tion map for Greenland // *Journ. of Glaciology*. 1991. V. 37. P. 140–148.
 22. Pattyn F. 2010. Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. V. 295. P. 451–461.
 23. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappel-laz J., Davis M.E., Delaygue G., Delmotte M., Kot-lyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.
 24. Petrunin A., Rogozhina I., Vaughan A.P.M., Kuk-konen I.T., Kaban M., Koulakov I., Thomas M. Heat flux variations beneath central Greenland's ice due to anomalously thin lithosphere // *Nature Geoscience*. 2013. V. 6. P. 746–750.
 25. Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the Earth's interior: analysis of the global data set // *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1993. V. 31. № 3. P. 267–280.
 26. Popp T.J., Hansen S.B., Sheldon S.G., Schwander J., Johnson J.A. Drilling into debris-rich basal ice at the bottom of the NEEM (Greenland) borehole // *Annals of Glaciology*. 2014. V. 55. P. 199–206.
 27. Robinson A., Calov R., Ganopolski A. An efficient re-gional energy-moisture balance model for simula-tion of the Greenland Ice Sheet response to climate change // *The Cryosphere*. 2010. V. 4. P. 129–144.
 28. Rogozhina I., Hagedoorn J.M., Martinec Z., Fleming K., Soucek O., Greve R., Thomas M. Effects of uncertain-ties in the geothermal heat flux distribution on the Greenland Ice Sheet: An assessment of existing heat flow models // *Journ. of Geophys. Research*. 2012. V. 117. F02025. doi:10.1029/2011JF002098
 29. Rybak O., Huybrechts P. A comparison of Eulerian and Lagrangian methods for dating in numerical ice sheet models // *Annals of Glaciology*. 2003. V. 37. P. 150–158.
 30. Rybak O., Huybrechts P. Sensitivity of the EDML ice core chronology to geothermal heat flux // *МГН*. 2008. Вып. 105. С. 35–40.
 31. Shapiro N.M., Ritzwoller M.H. Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model: particular application to Antarctica // *Earth and Plan-etary Science Letters*. 2004. V. 223. P. 213–224.
 32. Volodin E.M. The mechanism of multidecadal vari-ability in the Arctic and North Atlantic in climate model INMCM4 // *Environmental Research Letters*. 2013. V. 8. doi:10.1088/1748-9326/8/3/035038
 33. Zweck C., Huybrechts P. Modeling of the north-ern hemisphere ice sheets during the last gla-cial cycle and glaciological sensitivity // *Journ. of Geophys. Research*. 2005. V. 110. D07103. doi:10.1029/2004JD005489

Summary

Geothermal heat flux (GHF) influences the lower boundary of an ice sheet by controlling temperature conditions on the bedrock/ice sheet inter-face. Its main effect is in the loss of the basal ice through basal melting. The latter gives start to basal sliding, determines ice flow pattern and therefore influences evolution of an ice sheet. Temperature at the base determines vertical temperature pro-file and thus rheological properties of ice. Little is known about GHF beneath continental ice sheets. In Greenland, direct measurements of GHF were obtained only in several coastal points. Traditionally, ice sheet models employed uniform GHF fields with one or another particular value fitting in the range 42–65 mW m⁻² established for the geological type of the rocks presumably constituting the Earth crust in Greenland. At present, several indirect reconstruc-tions became available promising further progress in better understanding of basal processes. Never-theless, North GRIP (NGRIP) and Dye3 ice cores revealed dramatic pitfalls in GHF reconstructions: indirect methods obviously seriously overestimated

GHF values in the south of the island and underestimated in the central North Greenland. In addition, reconstructions failed to reproduce established high variations of GHF at spatial scale of ~ 100 km. Correct implementation of a GHF-reconstruction in ice sheet modeling requires reasonable calibration using the only available constraint – basal temperature measured in several deep ice cores. Current research aims at correction of the Shapiro and Ritzwoller (2004) GHF seismic reconstruction for further use in an Earth System Model (ESM). Greenland ice sheet is incorporated in the ESM in the following way. Boundary conditions for surface air temperature and specific humidity for the domain around Greenland are generated by the INMCM General Circulation Model (developed in the Institute of Numerical Mathematics, Moscow, Russia). Inside the domain, temperature and precipitation are recalculated using local topography by means of a relatively simple Energy and Water Balance Model

(EWBM-G) and downscaled into a 20×20 km grid for further assimilation in an ice sheet model. The novelty of the research is that additional control data were used compared to previous similar studies: basal temperature in the recently drilled NEEM ice core and high values of GHF revealed by Fox Maule et al. (2009) in Eastern Greenland. Numerical experiments witness about importance of simulation of glacial-interglacial cycles for calculation of present-day basal temperature. In time-dependent numerical experiments an updated surface air temperature forcing record was used, which incorporates a recently reconstructed penultimate (Eemian) interglacial segment (130–115 kyr before present). As expected, maximum corrections were required for the Southern and Central Northern Greenland and minimum – for the region around Summit. Using Fox Maule et al. (2009) reconstruction for Eastern Greenland enabled obtaining more realistic topography in Central Greenland.

XVI GLACIOLOGICAL SYMPOSIUM FIRST CIRCULAR AND CALL FOR PAPERS

The XVI Glaciological Symposium will be held in the city of Sankt-Petersburg from May 24 to 29, 2016 with the theme **"Past, present, and future of the Earth cryosphere"**. The Glaciological Association, Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, and Arctic and Antarctic Research Institute are organizing the meeting.

Scientific Program

The Symposium will cover a wide range of cryospheric topics. It is expected that for the most part, presentations will describe results of recent investigations devoted to the main key issues of present-day glaciology. Each oral presentation will be allowed 20 minutes, including discussion. Poster sessions and discussion will also be scheduled. Working languages are Russian and English (no simultaneous translation will be provided).

Detailed information on the Symposium as well as registration information and abstracts will be available at www.glac2016.igras.ru, which will open in autumn 2015.

Requirements for abstracts are as follows: 1) Russian or English language; 2) Title must not exceed 10 words; 3) A one-page text should not contain more than 2500 characters with spaces, i.e. to cover one page in the A4 format; 4) Title, authors, and institute should be typed on separate lines in the upper part of the page below title; 5) Microsoft Word (in formats *.doc or *.rtf) and Times New Roman font, 12 pt, one-line spacing, and a paragraph indentation of 1.25 cm should be used; 7) No underlining, bold font or italics is allowed. **Deadline for submission of abstracts is February 15, 2016.**

Reports presented at the Symposium will be published after reviewing as individual papers in the peer-reviewed Journal **"ICE and SNOW"**. Texts of the reports **prepared according to the Journal rules** should be sent for publication **before April 15, 2016** via electronic mail to O.V. Rototaeva (khronika@mail.ru). Acceptable manuscripts should be between 10 and 15 pages in length (Times New Roman font, 12 pt, 1.5 line spacing) including tables and illustrations (not more than six, with minimum 300 dpi resolution as tiff or jpg electronic files).

All oral presentations are to be done using PC-based Power Point or similar formats. Preliminary Symposium Program will be available on the Symposium website on or about March 15, 2016.

According to the Program, participants should plan to arrive in Sankt-Petersburg no later than Monday, May 23. The program will include 4 days of scientific sessions and two days for excursions in the city and its suburbs. An evening reception will be organized on one of the days, its cost together with prices of the excursions will be announced later on the symposium website. Participants can preregister for the meeting on the Symposium website www.glac2016.igras.ru. All necessary information about hotels, transportation, and payments will be found there.

Registration

The individual registration fee for participation in the Symposium will be 2500 rubles. This fee includes coffeebreaks, a folder with abstracts and other information, and a one-year subscription (1000 rubles for 2017) to the journal "Ice and Snow", in which the Symposium materials will be published.

All potential participants (including non-presenters) are invited to register online **before February 15, 2016**. The following information is necessary.

1. Personal information (name, surname, position and organization, contact information, e-mail address). We ask that you indicate in the field "Comments" the title of your report (if presenting) and information about the format (oral or poster);
2. Lodging: please provide dates of arrival and departure. Choice of preferred hotels and booking should be made independently (the simplest way via site booking.com).
3. Abstract (if you are presenting a poster or oral paper);
4. Your anticipated participation in excursions.

Address:

Russia, 119017 Moscow, Staromonetny per., 29. Institute of Geography, Russian Academy of Sciences. Org. Committee of XVI Glaciological Symposium
Tel. +7-095-959-0032
Fax +7-095-959-0033
Site of the XVI Glaciological Symposium: www.glac2016.igras.ru
e-mail: glac2016@igras.ru

We look forward to meeting you at the Symposium and to sharing your latest scientific results. The second circular will be placed on the site in February–March, 2016.

Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса© 2015 г. А.В. Козачек^{1,2}, А.А. Екайкин^{1,3}, В.Н. Михаленко², В.Я. Липенков¹, С.С. Кутузов²¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;²Институт географии РАН, Москва; ³Санкт-Петербургский государственный университет
kozachek@aari.ru**Isotopic composition of the ice cores obtained on the Western Plateau of the Mt Elbrus**A.V. Kozachek^{1,2}, A.A. Ekaykin^{1,3}, V.N. Mikhalkenko², V.Ya. Lipenkov¹, S.S. Kutuzov²¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg; ²Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow;³Saint-Petersburg State University

Статья принята к печати 21 сентября 2015 г.

Изменения климата, изотопный состав, Кавказ, ледяные керны, циркуляция атмосферы, Эльбрус.

Atmospheric circulation, Caucasus, climate change, Elbrus, ice cores, isotopic composition.

Представлены результаты изотопных исследований нескольких ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса (Кавказ). В изотопном составе кернов прослеживается чёткий сезонный сигнал. Рассчитаны среднегодовые и среднесезонные значения изотопного состава и скорости снегонакопления за 89 лет (с 1924 по 2012 г.). Эти значения сопоставлены с данными метеонаблюдений в регионе и с характеристиками циркуляции атмосферы. Показано, что в тёплый период года изотопный состав зависит от температуры воздуха в регионе, а в холодный — от особенностей циркуляции атмосферы.

The results of the isotopic investigations of several ice cores obtained at the Western Plateau of Mt. Elbrus (the Caucasus) are presented. There is a distinct seasonal cycle in the isotopic composition record in these cores. Mean annual and seasonal values of the isotopic composition and accumulation rate were reconstructed for 89 years (1924–2012). These values were compared with the available regional meteorological data and the atmospheric circulation characteristics. It was shown that in the summer season the isotopic composition reflects the local temperature while in winter it depends on the atmospheric circulation.

Введение

Изучение закономерностей изменений климата — одна из актуальных задач в области наук о Земле. Регулярные метеорологические наблюдения, особенно в труднодоступных полярных и высокогорных областях, начались относительно недавно, поэтому для изучения климатических изменений в масштабах времени более 100 лет необходимы палеоклиматические исследования [45]. К одному из основных и наиболее ценных источников палеоклиматической информации относится ледяной керн. По данным его изучения уже сделаны многочисленные реконструкции климатических изменений в полярных и горных регионах в разных временных масштабах [7, 21, 29, 35, 36, 43, 44].

В настоящее время основой для реконструкции палеотемператур служит изотопный состав кислорода и водорода, которые входят в состав молекул воды ледникового льда. Связь изотопного состава осадков и температуры их формирования впервые была показана В. Дансгором в 1964 г. [15], а в 1969 г. эту зависимость впервые применили для палеоклиматических реконструкций [16]. Сейчас изотопный метод исследования ледяных кернов широко применяется для восста-

новления палеотемператур. Основные проблемы использования изотопного палеотермометра связаны с несоответствием приземной температуры воздуха температуре на уровне конденсации осадков, неравномерностью выпадения осадков по сезонам, изменением условий в местах формирования воздушных масс и рядом других факторов, полный обзор которых приведён в работе [19]. В горных регионах изотопный метод для палеоклиматических реконструкций имеет больше ограничений по сравнению с полярными регионами, так как здесь более сложная система формирования осадков, различные источники влаги и разные уровни конденсации осадков [4, 37, 39].

Предыдущие работы по изучению изотопного состава снега и льда на Кавказе проводились в зоне интенсивного таяния, что ограничивало использование изотопных данных для палеоклиматических исследований. Впервые в СССР такие работы были выполнены на Кавказе на леднике Марух [1]. Летом 1972 г. был пройден шурф глубиной 15 м на высоте 2935 м над ур. моря (все высоты в статье даны над уровнем моря). Анализ изотопного состава образцов из этого шурфа показал полное отсутствие климатического сигнала в связи с гомогенизацией изотопного профиля инфильтрующимися талыми водами. В 1980-х



Рис. 1. Схема исследуемого региона.

Цифрами обозначены метеостанции, в скобках указана высота станции над ур. моря: 1 – Минеральные Воды (315 м); 2 – Пятигорск (538 м); 3 – Кисловодск (943 м); 4 – Сочи (57 м); 5 – Сухуми (75 м); 6 – Местия (1417 м); 7 – Самтредиа (24 м); 8 – Тбилиси (448 м); 9 – Шаджатмаз (2070 м); 10 – Терскол (2133 м); 11 – Теберда (1550 м); 12 – Клухорский Перевал (2037 м); 13 – Сулак высокогорная (2927 м)

Fig. 1. Location sketch.

Numbers denote meteorological stations, the altitude of the stations is shown in brackets. 1 – Mineral'nye Vody (315 m); 2 – Pyatigorsk (538 m); 3 – Kislovodsk (943 m); 4 – Sochi (57 m); 5 – Sukhumi (75 m); 6 – Mestia (1417 m); 7 – Samtredia (24 m); 8 – Tbilisi (448 m); 9 – Shadzhatmaz (2070 m); 10 – Terskol (2133 m); 11 – Teberda (1550 m); 12 – Klukhorskiy Pereval (2037 m); 13 – Sulak (2927 m)

годах выполнено бурение на Джантуганском фирновом плато на высоте 3600 м [5, 38]. По результатам исследований нескольких кернов был реконструирован баланс массы ледника Джанкуат за последние 90 лет. Однако для реконструкции изменений температуры воздуха изотопные данные также оказались непригодны из-за интенсивного таяния в этой области. Изотопный состав снежной толщ на леднике Гарабаши исследовали в 1998 и 2001 гг. [2]. Установлено наличие вертикального градиента изотопного состава снега, а также отдельные случаи его отсутствия, что определялось условиями формирования осадков. Также был изучен изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) льда в краевых частях ледника Большой Азау, позволивший оценить температурные изменения, на фоне которых протекали периодические подвижки этого ледника [3].

В 2004 г. проведено неглубокое керновое бурение на Западном плато Эльбруса (43,34778° с.ш., 42,42547° в.д.; 5115 м, рис. 1), получен керн до глубины 21,4 м и выполнен изотопный анализ образцов [9]. Отбор образцов на изотопный анализ для верхних 10 м вели с шагом 10 см, далее – с шагом 20 см. По полученным данным сделаны выводы о сохранности климатического сигнала в сезонных вариациях изотопного состава и о

перспективности глубокого кернового бурения в этом месте. В настоящей работе впервые представлены результаты непрерывных измерений изотопного состава льда, выполненных с высоким разрешением до глубины 106,7 м по керну, полученному на Кавказе в снежно-фирновой зоне льдообразования в 2009 г.

Данные и методы

Район исследований. Западное плато Эльбруса, расположенное выше 5000 м над ур. моря, служит областью питания ледников Большой Азау и Кюкюртлю. Его площадь – около 0,5 км². С востока оно ограничено Западной вершиной Эльбруса, а на запад обрывается крутым ледопадом. Атмосферные осадки выпадают на поверхность плато исключительно в твёрдом виде, а температура фирново-ледяной толщ на глубине 10 м, где затухают сезонные колебания, составляет $-17,2^\circ\text{C}$ [8]. Толщина льда, определённая радиолокационным методом, варьирует от 60 до 255 м [6].

Буровые работы. В 2004–2013 гг. на плато было пробурено несколько скважин с получением кернов фирна и льда. В сентябре 2009 г. из

скважины, пробуренной на высоте 5115 м в точке с координатами 43°20'53,9" с.ш. и 42°25'36,0" в.д. (см. рис. 1), получен непрерывный керн длиной 181,8 м от поверхности до ложа ледника [8]. После стратиграфического описания керн был доставлен в Москву и помещён в морозильную камеру (–20 °С) для последующей лабораторной обработки. В этой камере и были отобраны образцы для изотопного анализа, которые хранились в замороженном виде и растапливались непосредственно перед началом анализа.

Изучался изотопный состав снега, фирна и льда от поверхности до глубины 106,7 м. В верхней части керна (глубина 0–15 м) разрешение пробоотбора (длина одной пробы) составляло 15 см; на глубинах 15–70 м образцы отбирали с шагом 5 см, а ниже 70 м — с шагом 4 см. Такой отбор позволял обеспечивать 15–20 образцов на один годовой слой в зоне интенсивного утончения слоёв. В июне 2012 г. в той же точке был получен керн до глубины 12 м [28]. Цель бурения — продление рядов данных до 2012 г. Образцы отбирались с разрешением 10 см. В 2013 г. была пробурена ещё одна скважина до глубины 20,36 м. По полученному керну отобраны пробы с разрешением 5 см. Датирование керна показало, что он охватывает период с 2013 до 2008 г., что позволило составить сводный ряд изотопного состава и скорости снегонакопления начиная с 2013 г. Для анализа использовались также опубликованные данные [9] об изотопном составе неглубокого керна, полученного в 2004 г.

Измерение изотопного состава льда керна. Образцы исследовались на лазерном анализаторе изотопного состава Picarro L2120-i в Лаборатории изменений климата и окружающей среды (ЛИКОС) Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ). Каждый образец измерялся один раз, через каждые пять измерений образцов измеряли внутренний стандарт лаборатории, близкий по изотопному составу к значениям измеряемых образцов. Некоторые случайно выбранные образцы (10% общего числа) измеряли дважды для контроля качества измерений. Воспроизводимость результатов составила 0,06‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,30‰ для δD . Всего измерено 6000 образцов. Кроме того, 600 образцов с глубин 23–42 и 158–182 м параллельно анализировались в Лаборатории изотопной гидрологии Международного

агентства по атомной энергии (МАГАТЭ, Вена). Средняя разница между измерениями ЛИКОС и измерениями МАГАТЭ составила 0,13‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,83‰ для δD , что находится в пределах допустимой систематической ошибки измерений [11]. Коэффициент корреляции между измерениями в ААНИИ и МАГАТЭ составил 0,9984 для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,9989 для δD .

Датирование кернов льда. В целях сопоставления и объединения данных, полученных по разным кернам, для каждого керна рассчитывалась шкала глубины в водном эквиваленте с учётом утончения слоёв в результате уплотнения фирновой толщи и течения льда. С этой целью использовались результаты измерения плотности ледяных отложений весовым методом, а также математическая модель течения льда Дж. Ная [17, 34]. Полученный сводный изотопный профиль показан на рис. 2, а, а на рис. 2, б приведено сравнение изотопного состава кернов, полученных на Западном плато Эльбруса в разные годы. Из рис. 2, б видно, что вертикальные профили изотопного состава во всех четырёх кернах хорошо совпадают.

Для датирования кернов сезонный ход изотопного состава сопоставлялся с сезонным ходом температуры в регионе по данным метеорологических наблюдений (использовались суточные и месячные данные, полученные на метеостанциях Кавказа, данные доступны на сайте www.meteo.ru). Минимальные значения температуры в большинстве случаев наблюдаются в январе, поэтому при датировании кернов минимальные значения изотопного состава приняты соответствующими 1 января. Для корректировки и уточнения временной шкалы использовались данные по концентрации ионов аммония (NH_4^+) и янтарной кислоты ($\text{C}_4\text{H}_6\text{O}_4$), имеющие отчётливо выраженный сезонный цикл [32], а также информация по датированным слоям пыли [28] и наличию прослоек инфильтрационного льда, которые были обнаружены при стратиграфическом описании керна. Выделение годовых слоёв показано на рис. 2, а. Граница сезонов соответствует среднему значению изотопного состава ($\delta^{18}\text{O} = -15,5\text{‰}$). В связи с большой скоростью перехода значений изотопного состава от зимы к лету (см. рис. 2, в) при выделении сезонов не возникало затруднений. В данной работе под летним сезоном понимается пе-

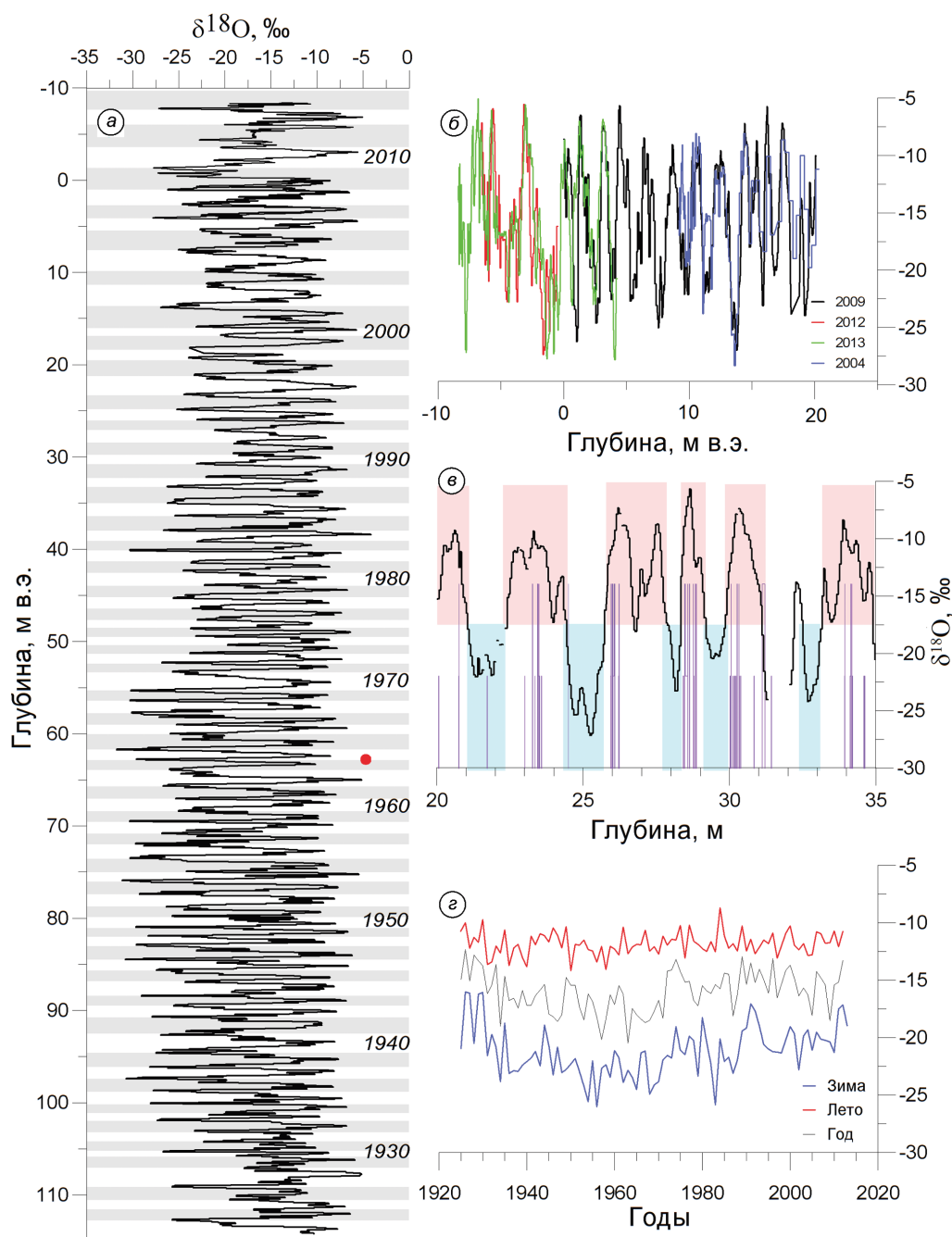


Рис. 2. Вертикальный профиль $\delta^{18}\text{O}$, пример выделения сезонных слоёв, среднегодовые и среднесезонные значения $\delta^{18}\text{O}$.

a – сводный вертикальный профиль изотопного состава по кернам скважин, пробуренных в 2004, 2009, 2012 и 2013 гг. Глубина дана в водном эквиваленте, отметка 0 м соответствует поверхности 2009 г. Годовые слои выделены серым и белым цветом, справа от графика дана датировка слоёв. Красной точкой показан слой с повышенной концентрацией трития, соответствующий 1963 г. [31]; *б* – сравнение изотопного состава четырёх кернов, полученных на Западном плато Эльбруса в разные годы; *в* – пример выделения сезонов при одновременном анализе вертикального профиля изотопного состава и информации о положении талых слоёв. Красным показан тёплый сезон (май–октябрь), синим – холодный сезон (ноябрь–апрель); *г* – среднегодовые и среднесезонные (зима/лето) значения изотопного состава

Fig. 2. Vertical profile of $\delta^{18}\text{O}$, dating example, mean annual and seasonal values of $\delta^{18}\text{O}$.

a – vertical profile of $\delta^{18}\text{O}$ of all the four cores obtained in 2004, 2009, 2012, 2013 shown on water equivalent depth scale. 0 m depth corresponds to the surface of 2009. Grey and white boxes depict annual layers, every ten years are labeled on the right. Red dot shows the layer with high tritium content that corresponds to the year 1963 [31]; *б* – comparison of the isotopic composition of the four ice cores obtained at the Elbrus Western plateau; *в* – example of the seasons allocation based on isotopic composition cycles and melt layers position. Summer season (May–October) is highlighted in red, winter season (November–April) is highlighted in blue; *г* – mean annual and seasonal values of the isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$)

риод с мая по октябрь, а под зимним — с ноября по апрель. Для удобства расчётов и представления информации на графиках период, например, с ноября 2009 г. до апреля 2010 г., будем называть «зима 2010».

В результате датирования кернов получены временные ряды изотопного состава (см. рис. 2, з). Механизм формирования изотопного состава и тенденции многолетних изменений изотопного состава на Эльбрусе в зимний и летний периоды различны, поэтому анализ данных выполнялся отдельно для летних и зимних значений. Из-за технических проблем во время бурения фрагмент керна с глубины 31,3–32,06 м был утрачен (см. рис. 2, а). Этот пропуск соответствует зиме 1999 г. и лету 1998 г. Значения изотопного состава для данных сезонов получены по керну 2004 г., однако в связи с меньшим разрешением отбора образцов точность определения для этих сезонов ниже, чем для всех остальных. По данным о толщине годовых и сезонных слоёв рассчитана скорость снегонакопления с учётом поправок на утончение слоёв в результате уплотнения и растекания. Она составляет для периода 1924–2012 гг. летом 760 мм в.э., зимой — 620 мм в.э., а в сумме за год — 1380 мм в.э.

Результаты и обсуждение

Изотопный состав. Среднее значение изотопного состава для всей исследованной части керна составило: $\delta^{18}\text{O} = -15,5\text{‰}$, $\delta\text{D} = -120\text{‰}$. Летом средние значения $\delta^{18}\text{O} = -11,80\text{‰}$, $\delta\text{D} = -77,32\text{‰}$; зимой $\delta^{18}\text{O} = -21,20\text{‰}$, $\delta\text{D} = -152,4\text{‰}$. Среднесезонные значения изотопного состава для каждого года даны в табл. 1. Уравнение линии метеорных вод для всех данных показано на рис. 3, а, а на рис. 3, б приведены линии метеорных вод для среднесезонных значений. Коэффициенты линии метеорных вод мало меняются по сезонам и при переходе от отдельных точек данных к среднесезонным значениям. Наклон линии регрессии близок к восьми, что говорит о равновесных условиях формирования осадков. В изменениях эксцесса дейтерия ($d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ [15]) сезонные колебания установлены не были, средние его значения для обоих сезонов составляют 17,1‰. Значения эксцесса дейтерия меня-

ются от 10 до 25‰. Высокие значения этого параметра показывают, что в выпадающих осадках присутствует существенная доля континентальной влаги [10]. При этом сезонные изменения эксцесса дейтерия не выражены, а минимальные и максимальные значения наблюдаются во все сезоны. Это объясняется тем, что эксцесс дейтерия не зависит от температуры в месте выпадения осадков, а определяется условиями (температура воздуха, влажность, скорость ветра) в месте формирования воздушной массы, а также траекторией её движения [31].

В работе [33] показано, что указанный на рис. 3 наклон линии регрессии не отличается от средних значений для региона по данным об изотопном составе ледяных кернов и данных Глобальной сети изотопов в осадках (GNIP — Global Network of Isotopes in Precipitation). Но свободный член уравнения или эксцесс дейтерия в образцах ледяных кернов несколько выше средних значений, что указывает на различные условия формирования воздушных масс, приносящих осадки на станции GNIP, которые расположены близко к уровню моря, и на Западное плато Эльбруса.

Изотопная диффузия. Изотопный состав ледяных кернов отличается от изотопного состава выпадающих атмосферных осадков. Одна из причин этого — диффузия изотопов в фирне и во льду [23, 25]. Мы выполнили расчёты диффузии изотопов воды для ледяного керна Эльбруса. Согласно модели [25], максимальная длина диффузии на глубине замыкания пор (55 м) составляет 5 см ледяного эквивалента (л.э.). Следовательно, диффузия не влияет на годовой цикл. При этом все колебания изотопного состава с периодом меньше 13 см л.э. (соответствует примерно 1/10 годового слоя, т.е. месячному слою накопления при равномерных осадках) будут полностью стёрты, а колебания длиной более 70 см л.э. практически не будут изменены из-за диффузии.

Сопоставление изотопного состава и скорости снегонакопления с климатическими параметрами. Чтобы понять механизм формирования изотопного состава снега в точке бурения, результаты изотопного анализа сопоставлялись с метеорологическими данными, полученными в регионе исследований, и с характеристиками циркуляции атмосферы в Северном полушарии. На рис. 4 и 5 показаны графики многолетних из-

Таблица 1. Среднесезонные значения изотопного состава ледяного керна, ‰, $\delta^{18}\text{O}$

Год	Зима		Лето		Год	Зима		Лето	
	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰		$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰
1925	-20,91	-151,81	-10,70	-70,75	1970	-23,81	-173,94	-12,75	-83,60
1926	-16,04	-112,92	-9,98	-64,93	1971	-21,95	-158,42	-11,15	-71,23
1927	-16,13	-113,50	-12,21	-81,33	1972	-21,54	-153,77	-11,94	-78,63
1928	-20,50	-148,69	-11,27	-73,24	1973	-21,78	-157,07	-11,44	-74,91
1929	-16,23	-110,00	-11,72	-76,88	1974	-19,03	-134,76	-11,51	-75,33
1930	-16,07	-110,80	-9,72	-63,28	1975	-21,09	-152,79	-10,25	-64,68
1931	-21,57	-155,67	-13,63	-89,27	1976	-21,46	-154,32	-13,07	-89,37
1932	-19,72	-141,32	-13,42	-89,56	1977	-19,85	-141,41	-10,19	-64,23
1933	-20,84	-149,95	-12,01	-78,86	1978	-20,26	-146,23	-11,62	-76,97
1934	-23,84	-173,01	-12,62	-85,29	1979	-23,35	-172,35	-11,88	-77,34
1935	-18,71	-132,40	-10,61	-67,19	1980	-18,25	-128,08	-12,24	-80,30
1936	-23,11	-169,64	-13,71	-94,25	1981	-20,40	-144,24	-12,51	-82,32
1937	-22,88	-167,22	-12,17	-80,91	1982	-22,36	-159,23	-11,65	-74,65
1938	-22,95	-165,06	-11,86	-76,18	1983	-25,86	-188,78	-12,53	-82,04
1939	-22,38	-160,66	-13,03	-87,96	1984	-20,10	-141,93	-8,70	-51,05
1940	-22,09	-158,10	-13,84	-93,34	1985	-22,08	-157,14	-11,14	-70,90
1941	-21,76	-156,79	-11,16	-73,19	1986	-21,71	-152,67	-12,22	-79,42
1942	-21,18	-152,13	-11,91	-79,38	1987	-23,10	-169,10	-11,81	-78,20
1943	-22,46	-162,60	-10,95	-71,32	1988	-21,94	-159,97	-12,47	-84,29
1944	-18,90	-134,48	-11,13	-72,17	1989	-19,42	-137,21	-10,26	-64,90
1945	-20,70	-149,50	-11,66	-75,31	1990	-19,17	-137,99	-12,46	-84,66
1946	-23,26	-170,06	-10,44	-67,39	1991	-17,04	-121,84	-11,44	-73,54
1947	-20,81	-147,78	-11,09	-71,42	1992	-17,68	-124,07	-12,72	-85,68
1948	-23,03	-166,90	-12,19	-80,06	1993	-19,01	-135,81	-12,12	-80,39
1949	-22,76	-162,94	-10,35	-65,30	1994	-20,62	-150,79	-11,50	-75,54
1950	-22,27	-161,51	-14,16	-93,53	1995	-20,98	-152,17	-11,81	-79,13
1951	-21,79	-155,85	-11,86	-78,14	1996	-21,24	-152,01	-10,88	-69,15
1952	-22,99	-165,83	-11,94	-77,57	1997	-21,26	-154,61	-13,06	-87,16
1953	-24,19	-176,44	-11,51	-74,29	1998	-21,33	-155,04	-10,23	-69,80
1954	-25,56	-186,72	-12,34	-81,18	1999	-21,27	-154,08	-10,92	-70,69
1955	-22,03	-159,66	-12,46	-81,08	2000	-19,04	-133,95	-10,27	-63,98
1956	-26,00	-190,23	-13,41	-90,32	2001	-19,66	-140,54	-11,98	-79,45
1957	-22,66	-161,58	-12,05	-79,64	2002	-22,78	-165,44	-12,34	-82,80
1958	-22,36	-161,69	-14,05	-95,48	2003	-19,87	-141,46	-11,81	-75,64
1959	-23,45	-170,45	-12,05	-78,02	2004	-19,29	-136,41	-12,85	-83,82
1960	-21,11	-150,91	-12,29	-81,03	2005	-21,10	-150,11	-12,80	-83,96
1961	-21,73	-157,70	-12,79	-84,64	2006	-19,51	-134,49	-10,80	-68,80
1962	-23,89	-173,10	-10,36	-65,36	2007	-20,13	-144,18	-10,95	-69,71
1963	-22,82	-166,36	-12,71	-85,30	2008	-20,23	-143,86	-11,79	-77,62
1964	-23,45	-172,14	-12,12	-80,20	2009	-20,37	-147,48	-11,73	-76,44
1965	-24,52	-178,11	-11,89	-78,56	2010	-21,28	-154,42	-10,71	-67,77
1966	-21,32	-154,01	-11,92	-78,99	2011	-17,48	-122,04	-12,09	-80,08
1967	-21,17	-151,51	-10,63	-70,08	2012	-17,15	-119,62	-10,77	-67,84
1968	-24,91	-182,84	-12,44	-81,48	2013	-18,96	-135,91		
1969	-24,10	-175,52	-12,09	-81,99					

менений значений изотопного состава, скорости снегонакопления, количества осадков, средней за сезон температуры воздуха и индекса NAO для тёплого и холодного сезонов. Для каждого из сезонов рассчитаны парные коэффициенты корреляции между параметрами. Результаты расчётов представлены в табл. 2. Проанализируем полученные зависимости.

Для определения источников формирования влаги и путей движения воздушных масс, приносящих осадки в район исследования, использована модель FLEXPART, которая позволяет рассчитать траектории движения отдельных частиц воздуха на основе анализа вертикальной и горизонтальной составляющих ветра, получаемых по сетке климатических данных, и па-

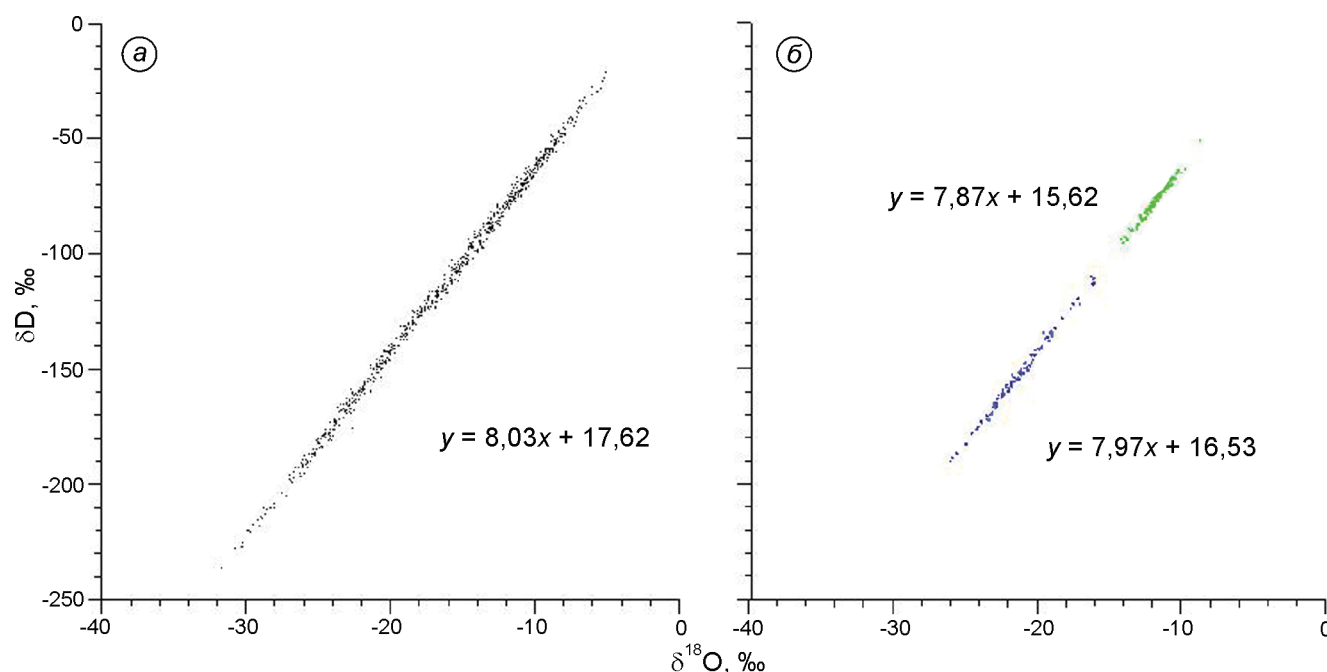


Рис. 3. Линии метеорных вод:

a — по данным для всего керна; *б* — по среднесезонным значениям: зелёным цветом показаны средние значения изотопного состава для летнего периода, синим — для зимнего периода

Fig. 3. Meteoric water lines:

a — for the entire ice core; *b* — for the mean seasonal values: green points correspond to the summer season, blue points are for the winter season

раметров, отражающих турбулентные и конвективные потоки [18, 41]. В модели используются поля климатических данных Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF, ERA-Interim) с разрешением $0,75^\circ \times 0,75^\circ$, которые доступны с 1979 г. Согласно расчётам обратных траекторий движения воздушных масс по модели FLEXPART, в летний период на Эльбрусе преобладают осадки, выпадающие из воздушных масс, сформировавшихся в этом же регионе, а зимой, наоборот, преобладают осадки, которые приносятся со Средиземного моря и из Северной Атлантики. Пример расчётов представлен на рис. 6.

Сравнение изотопного состава и аккумуляции с данными метеонаблюдений. Использовались суточные данные метеонаблюдений на 13 метеостанциях, расположенных рядом с Эльбрусом. Расположение станций показано на рис. 1, их высота над уровнем моря приведена в подписи к рисунку. Данные получены на официальном сайте ВНИИГМИ-МЦД — www.meteo.ru. Для температур вычислены парные коэффициенты корреляции r для каждой пары метеостанций. Корреляция для каждой из пар — значима

($p < 0,05$). Для нормированных значений температуры рассчитаны среднегодовые и среднесезонные значения для каждого года.

При анализе таких же коэффициентов корреляции для осадков выделено две группы станций. Для станций, расположенных к северу от Главного Кавказского хребта, характерно максимальное количество осадков летом и минимальное — зимой. На станциях к югу от Кавказа максимум осадков наблюдается зимой или примерно одинаковое количество осадков во все сезоны. Для каждой из групп рассчитаны средние нормированные значения для каждого сезона (зима, лето) и года в целом.

При сопоставлении скорости снегонакопления на Западном плато Эльбруса и изменения количества осадков статистически значимая корреляция обнаружена только для средних нормированных значений количества осадков на станциях, находящихся к югу от Главного Кавказского хребта, а также на станции Клухорский Перевал как для каждого из сезонов (зимой $r = 0,44$, летом $r = 0,44$, здесь и далее все указанные коэффициенты корреляции значимы

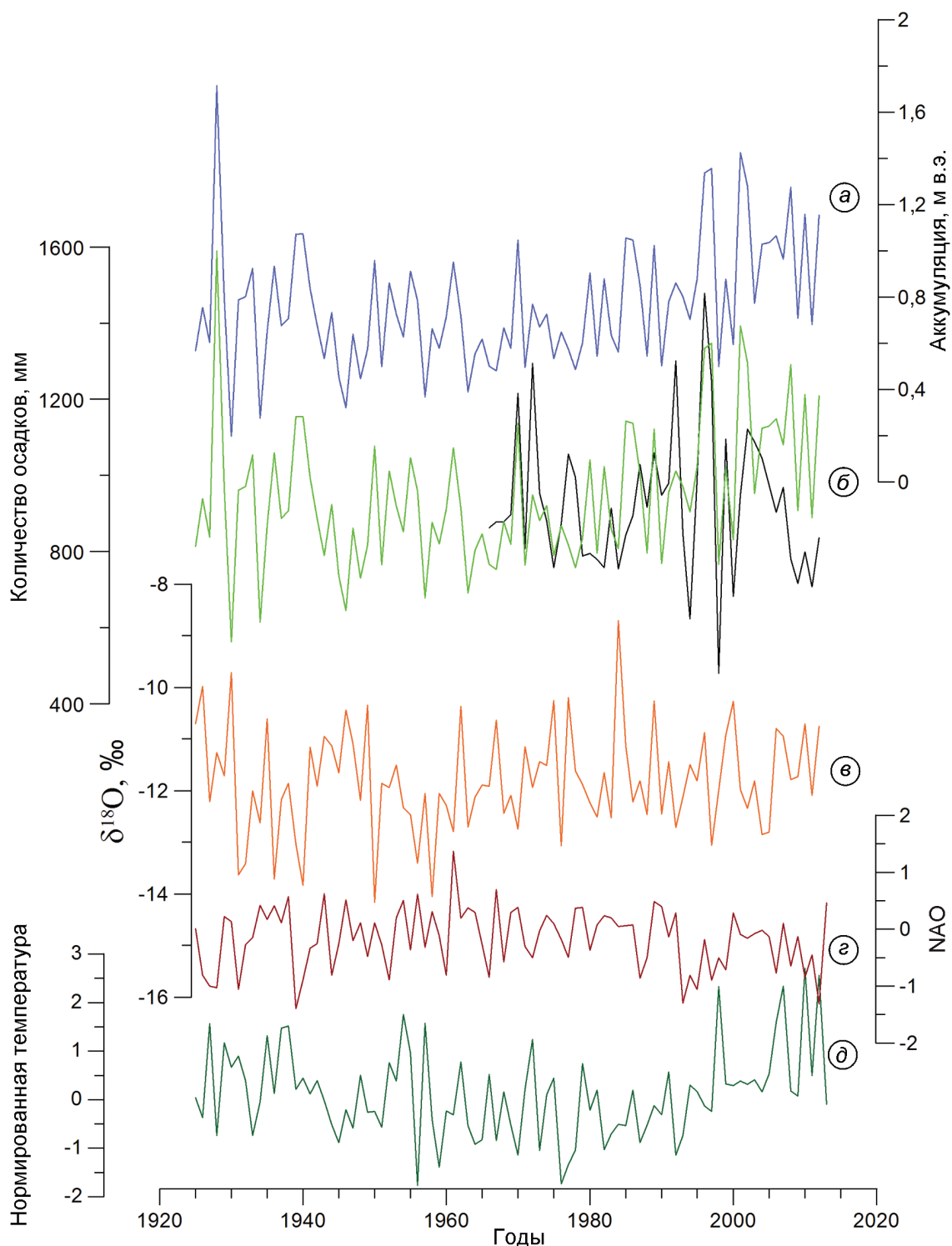


Рис. 4. Средние значения за период с мая по октябрь скорости снегонакопления (а), количества осадков (б), изотопного состава (в), индекса NAO (г), нормированной температуры воздуха (д).

Чёрной линией на рис. б показаны данные наблюдений на станции Клухорский Перевал, зелёной линией – результаты расчётов

Fig. 4. Mean summer values of accumulation rate (а), precipitation rate (data obtained at Klukhorskiy Pereval meteorological station is shown in black and the result of calculation is shown in green) (б), isotopic composition (в), NAO index (г) and normalized temperature (д)

On fig. б the data obtained at Klukhorskiy Pereval meteorological station is shown in black and the result of calculation is shown in green

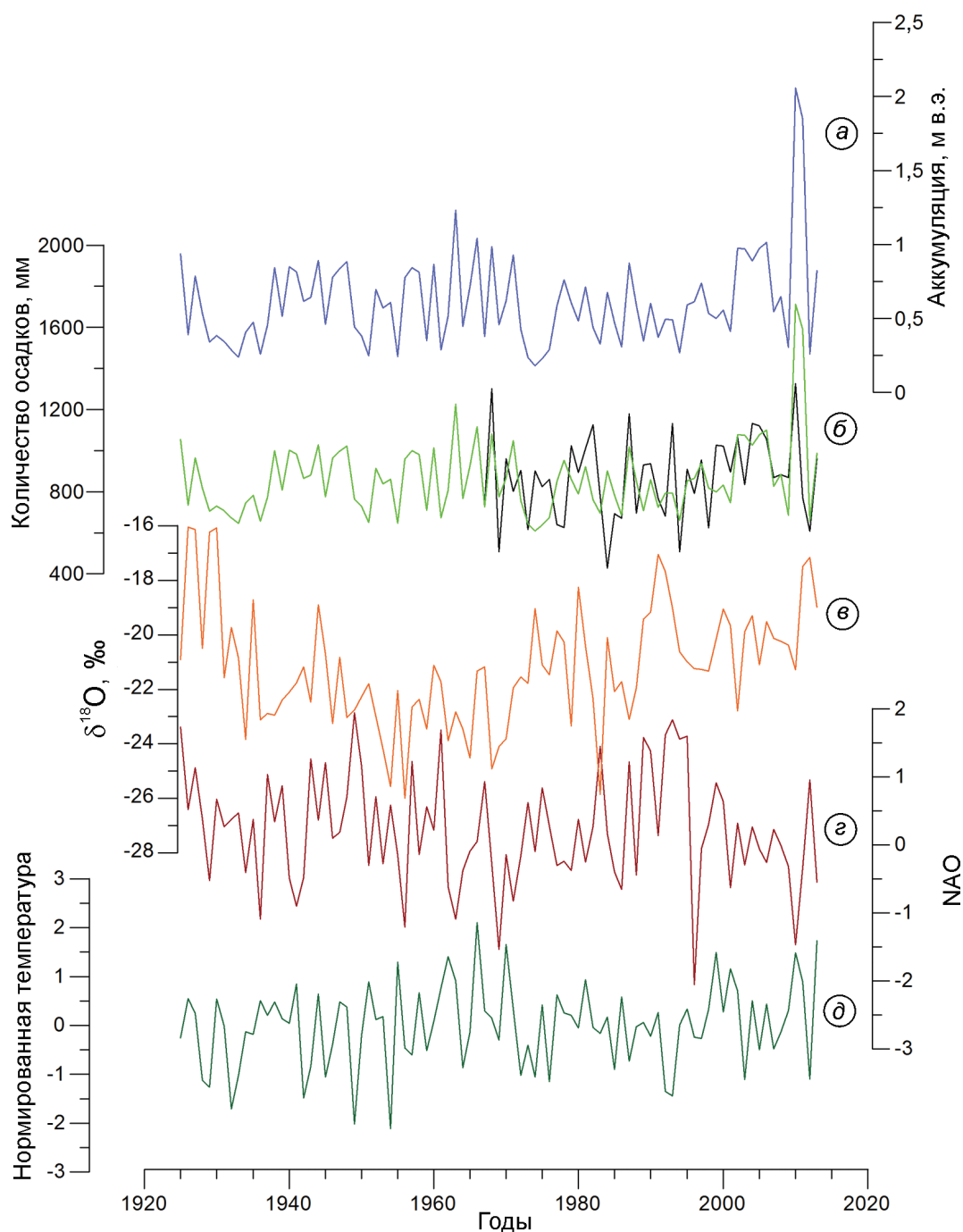


Рис. 5. Средние значения за период с ноября по апрель скорости снегонакопления (а), количества осадков (б), изотопного состава (в), индекса NAO (z), нормированной температуры воздуха (d). Чёрной линией на рис. б показаны данные наблюдений на станции Клухорский Перевал, зелёной линией – результаты расчётов.

Fig. 5. Mean winter values of accumulation rate (a), precipitation rate (b), isotopic composition (v), NAO index (z) and normalized temperature (d)

On fig. б the data obtained at Klukhorskiy Pereval meteorological station is shown in black and the result of calculation is shown in green

с $p < 0,05$), так и для года в целом ($r = 0,52$). Наиболее высокие значения коэффициентов корреляции наблюдаются при сравнении скорости снегонакопления и количества осадков отдельно на станции Клухорский Перевал ($r = 0,72$ во все сезоны), поэтому на рис. 4, б и 5, б пред-

Таблица 2. Корреляции между климатическими характеристиками (коэффициенты значимые с $p < 0,05$ выделены жирным шрифтом)

	Осадки (север)	Осадки (юг)	$\delta^{18}\text{O}$	Аккумуляция	Экссесс дейтерия	NAO	AO	NCP
<i>Лето</i>								
$T, ^\circ\text{C}$	-0,35	-0,22	0,13	0,09	0,21	-0,48	-0,10	-0,51
Осадки (север)		0,43	0,07	0,24	0,11	-0,03	-0,14	0,18
Осадки (юг)			-0,12	0,44	-0,04	0,23	0,08	0,34
$\delta^{18}\text{O}$				-0,17	-0,11	0,06	0,23	-0,04
Аккумуляция					0,27	-0,25	0,05	0,07
Экссесс дейтерия						-0,17	0,00	-0,18
<i>Зима</i>								
$T, ^\circ\text{C}$	-0,07	0,11	-0,02	0,31	-0,08	-0,42	-0,45	-0,79
Осадки (север)		0,43	0,25	0,13	-0,01	0,26	0,37	0,23
Осадки (юг)			-0,09	0,44	-0,06	0,04	0,14	0,25
$\delta^{18}\text{O}$				-0,05	-0,04	0,42	0,34	0,08
Аккумуляция					0,04	-0,34	-0,35	0,05
Экссесс дейтерия						0,05	-0,09	0,04

ставлены значения количества осадков именно на этой станции. Поскольку надёжные данные по количеству осадков доступны только с 1966 г. (www.meteo.ru), при сопоставлении скорости снегонакопления и количества осадков на станции Клухорский Перевал использовались данные с 1966 по 2013 г. При сравнении рассчитаны линейные уравнения регрессии для каждого из сезонов: лето: $P = 678A + 427$; зима: $P = 588A + 504$, где P – количество осадков; A – скорость снегонакопления.

Значения количества осадков с 1924 по 1965 г. рассчитаны по уравнениям регрессии для каждого из сезонов; результаты расчётов показаны на рис. 4, б (лето) и рис. 5, б (зима). В некоторые годы (например, 1982 г., см. рис. 4, б) наблюдённое и реконструированное по скорости снегонакопления количество осадков не совпадает, что можно объяснить, например, метелевым переносом снега. Однако, как видно на рис. 4, б, подобные несовпадения встречаются редко.

При сравнении изотопного состава и температуры воздуха в регионе статистически значимая корреляция обнаружена только для летнего сезона в период с 1984 г. по настоящее время (см. рис. 4, в, д). В этот период коэффициент корреляции равен 0,62; в целом за весь период исследований он незначим. Более высокие значения корреляции между температурой воздуха на близком расположенных метеостанциях и изотопным составом ледяного керна именно в летний сезон можно объяснить тем, что в это время источник влаги более стабилен по сравнению с холодным

временем года и расположен вблизи места выпадения осадков. До 1984 г. такой корреляции не установлено. Одна из причин этого, возможно, неточность датировки, но даже если для расчётов использовать скользящие средние значения изотопного состава и изменить датировку на ± 1 год, то значение коэффициента корреляции существенно не изменится. Другое возможное объяснение этого явления – перестройка климатической системы, которая происходила в 1970–80-х годах, примеры которой часто встречаются в научной литературе [20, 22, 30]. Такая перестройка могла изменить места формирования воздушных масс, приносящих осадки на Эльбрус, траектории их движения, а также соотношения осадков, выпадающих из разных типов воздушных масс.

При исследовании ледяных кернов часто применяют средневзвешенную по осадкам температуру воздуха или только температуру воздуха в дни выпадения осадков [28]. Средневзвешенная по осадкам температура за месяц рассчитывается как

$$t_{\text{weighted}} = \frac{\sum t \times p}{\sum p},$$

где t – средняя суточная температура; p – суточное количество осадков.

При сравнении средневзвешенной по осадкам температуры воздуха на станциях Клухорский Перевал и Минеральные Воды (эти данные наиболее полно охватывают период с 1924 по 2013 г.) в каждый из сезонов корреляция между средневзвешенной по осадкам температурой и изотопным составом керна незначима, хотя ко-

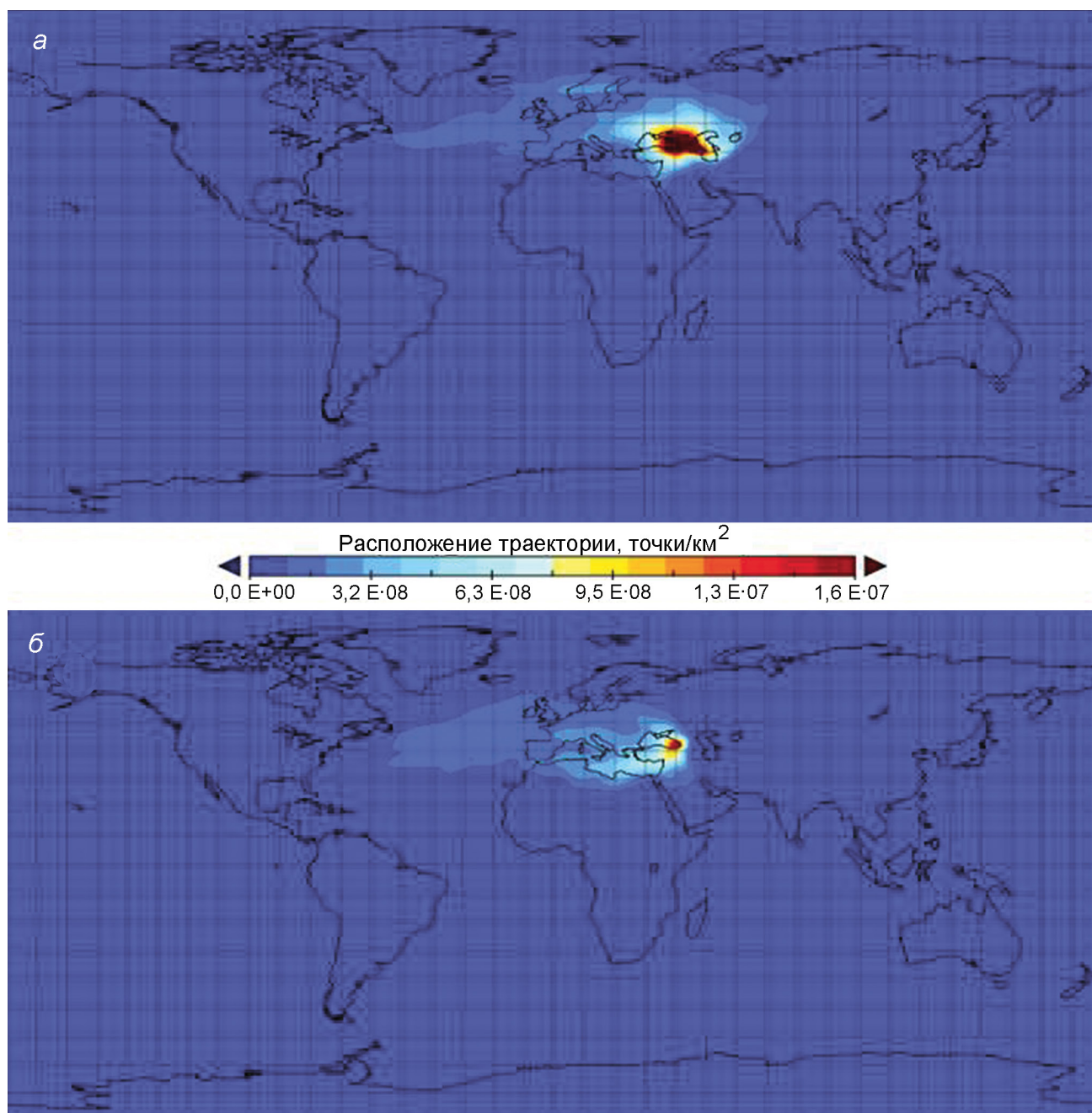


Рис. 6. Пример расчёта обратных траекторий движения воздушных масс по модели FLEXPART:
a – июль 2012 г.; *б* – декабрь 2011 г.

Fig. 6. Example of the back-trajectories calculations in FLEXPART model:
a – July 2012; *б* – January 2011

эffiциент корреляции несколько выше, чем при сравнении со средней за сезон температурой воздуха. Таким образом, выполнение реконструкции температуры воздуха с помощью простого уравнения регрессии на Кавказе невозможно, хотя этот метод часто применяется в полярных регионах (см., например, [20]).

Сравнение изотопного состава и аккумуляции с индексами циркуляции атмосферы. Одним из факторов, который может влиять на изотопный состав атмосферных осадков, а следовательно, и на изотопный состав ледяных кернов, – тип циркуляции атмосферы. Для характеристики типа циркуляции применяют различные ин-

дексы. В настоящей статье для анализа использовались данные об изменении циркуляционных индексов Северного полушария: NAO, AO, NCP. Индекс Северного атлантического колебания (North Atlantic Oscillation, NAO) — наиболее известный. Он характеризует тип атмосферной циркуляции в Европе, мощность Азорского максимума атмосферного давления и Исландского минимума. Положительные значения NAO соответствуют более низкому по сравнению со средними значениями атмосферному давлению в Исландии и более высокому, чем обычно, в районе Азорских островов. Отрицательные значения характеризуют ситуацию с менее выраженными центрами действия атмосферы в Северной Атлантике. Индекс обычно рассчитывается по данным метеонаблюдений на станции Рейкьявик в Исландии, а также на станциях Лиссабон, Понта Дельгада или Гибралтар. Значения индекса по разным источникам меняются в зависимости от того, какая станция выбирается для характеристики атмосферного давления в районе Азорского максимума. В настоящей работе использованы данные работы [46], в которой учитывались данные станции Гибралтар. В общем случае при отрицательных значениях NAO наблюдается увеличение количества осадков в южной части Европы, а при положительных — в северной части Европы [24, 26, 46].

Индекс Арктического колебания (Arctic oscillation, AO) также характеризует циркуляцию в Северном полушарии и часто применяется для анализа климатических изменений с периодом колебаний более 10 лет. Индекс рассчитывается как эмпирическая ортогональная функция высоты изобарической поверхности 500 гПа. Отрицательные значения соответствуют высокому давлению на полюсе и похолоданию в Европе, а положительные — низкому давлению на полюсе и засушливым условиям в Средиземноморье [42].

Индекс NCP (North-Sea Caspian Pattern) применяется реже предыдущих индексов, но в многочисленных работах [13, 27] показано, что он удобен для характеристики климатических вариаций в средиземноморском регионе. Индекс определяется как нормированная разница геопотенциальных высот между Северным и Каспийским морями. Положительные значения индекса соответствуют усилению меридиональной циркуляции в Европе и более низким температурам в лет-

ний период; отрицательные значения отражают усиление зональной циркуляции и повышение температуры воздуха в Европе летом [13].

Сравнение скорости снегонакопления и индексов циркуляции показало наличие значимой корреляции в оба сезона. Для аккумуляции и индекса NAO зимой $r = -0,34$, летом $r = -0,25$. Подобная зависимость между снегонакоплением и индексом NAO (слабая отрицательная корреляция) для территории Кавказа уже отмечалась в работах, посвящённых исследованиям баланса массы ледников [40]. В работе [40] корреляция между балансом массы ледника Джанкуат и индексом NAO в целом незначима, но экстремально высокие значения баланса массы соответствуют экстремально низким значениям индекса. Для данных о скорости снегонакопления, полученных по кернам Эльбруса, значимая отрицательная корреляция характерна для всего периода исследования. Наиболее высокая аккумуляция в зимний период наблюдалась в 2010 г., тогда же, когда и наиболее низкое за весь период наблюдений значение индекса NAO. В этом же году было отмечено экстремально высокое количество осадков на станции Клухорский Перевал. Более сильная связь с индексом NAO количества осадков на Западном плато Эльбруса по сравнению с долинным ледником Джанкуат объясняется тем, что на Западном плато Эльбруса действуют процессы, характерные для свободной атмосферы, а на леднике велико влияние местной циркуляции.

При сопоставлении изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$) и характеристик циркуляции атмосферы (индексы NAO и AO) статистически значимая корреляция наблюдается только в холодный сезон (см. рис. 5, в, г): $r = 0,42$ при сравнении с NAO и $r = 0,34$ при сравнении с AO. Это может быть связано с наиболее значительным влиянием Северо-Атлантического и Арктического колебаний на климат Европы в зимние месяцы [13, 14], а также с преобладанием осадков зимнего периода, формирующихся над Северной Атлантикой или Средиземным морем. Таким образом, изотопный состав осадков на Эльбрусе во многом определяется условиями в месте формирования влаги и зависит от траектории движения воздушной массы, которая, в свою очередь, обусловлена характером циркуляции атмосферы.

В исследовании [12] были сопоставлены данные Глобальной сети изотопов в осадках (GNIP)

на европейских метеостанциях и индекса NAO. В статье приводится карта коэффициентов корреляции между изотопным составом атмосферных осадков и индексом NAO. Полученные нами корреляции между индексом NAO и $\delta^{18}\text{O}$ противоположны по знаку корреляциям, приведённым в [12] для Кавказа. Подобное несоответствие также связано с различием в процессах формирования изотопного состава осадков в высокогорных областях и на уровне моря или близко к нему.

Индекс NCP, который часто используется для характеристики климатических изменений в регионе, не коррелирует с изотопным составом кернов ни в один из сезонов, зато хорошо коррелирует с температурой воздуха в регионе ($r = 0,79$), а отсутствие корреляции с изотопным составом ледяного керна в данном случае объясняется разницей климатических условий на высотах, где расположены метеостанции, данные которых использованы при расчёте индекса, и на Западном плато Эльбруса (5115 м).

Заключение и планы дальнейших исследований

Впервые выполнены детальные, с сезонным разрешением, изотопные исследования ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса, до глубины 106 м, которые охватывают период с 1924 по 2012 г. Данные об изотопном составе и скорости снегонакопления за каждый из сезонов (зима и лето) сопоставлены с результатами метеорологических наблюдений в регионе, а также с данными об изменениях циркуляции атмосферы в Северном полушарии. Сделан вывод, что аккумуляция в точке бурения коррелирует с количеством осадков к югу от Кавказа во все сезоны. Это позволило восстановить изменения количества осадков в регионе с 1924 г. В летний период преобладает единый источник влаги, расположенный вблизи места выпадения осадков, поэтому изотопный состав связан с местной температурой с 1984 г. до настоящего времени. Зимой преобладают осадки, выпадающие преимущественно из воздушных масс, сформировавшихся над северной частью Атлантического океана и над Средиземным морем, поэтому изотопный состав в первую очередь определяется циркуляцией атмосферы и коррелирует с индексами

циркуляции Северного полушария. Полученные результаты будут использованы при интерпретации изотопного состава более глубоких слоёв ледника в интервале глубин 106–182 м. После уточнения датировки керна планируется провести более детальное исследование внутрисезонных изменений изотопного состава льда. Как видно из рис. 2, а, б, имеющиеся данные позволяют получить информацию об изменении изотопного состава и скорости снегонакопления в точке бурения с внутрисезонным разрешением. Детальные исследования внутрисезонного распределения температуры воздуха и осадков будут выполнены по завершении всех анализов керна.

Летом 2014 г. была пробурена новая скважина на плато Майли близ вершины Казбека (см. рис. 1) на высоте 4500 м. В результате бурения получен керн длиной 20 м, изучение которого позволит исследовать закономерности формирования изотопного состава осадков с большим региональным охватом.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, грант 14-05-31102 мол_а. Контрольные изотопные анализы керна проведены в лаборатории изотопной гидрологии МАГАТЭ в Вене (проект 16184/RO, 16795), исследования слоёв пыли в керне проводились по проекту РФФИ 14-05-00137.

Литература

1. Бажев А.Б., Гордиенко Ф.Г., Смирнов К.Е. Вариации изотопа ^{18}O в толще Марухского ледника (Западный Кавказ) // МГИ. 1973. Вып. 21. С. 198–203.
2. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаши в Приэльбрусье // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 4. С. 72–81.
3. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Изотопный состав языка ледника Большой Азау в Приэльбрусье // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 56–68.
4. Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н. Высотный градиент распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в атмосферных осадках и в снежном покрове высокогорных районов // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 1. С. 13–21.
5. Голубев В.Н., Михаленко В.Н., Серебренников А.В., Гвоздик О.А. Структурные исследования ледяного керна Джантуганского фирнового плато на Центральном Кавказе // МГИ. 1988. Вып. 64. С. 25–33.

6. Лаврентьев И.И., Михаленко В.Н., Кутузов С.С. Толщина льда и подлёдный рельеф Западного ледникового плато Эльбруса // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 12–18.
7. Михаленко В.Н. Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 320 с.
8. Михаленко В.Н. Бурение льда близ вершины Эльбруса // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 123–126.
9. Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Кунахович М.Г., Томпсон Л.Г. Исследования западного ледникового плато Эльбруса: результаты и перспективы // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 185–190.
10. Aemisegger F., Pfahl S., Sodemann H., Lehner I., Senéviratne S.I., Wernli H. Deuterium excess as a proxy for continental moisture recycling and plant transpiration // Atmos. Chem. Phys. 2014. V. 14. P. 4029–4054.
11. Ahmad M., Aggarwal P., van Duren M., Poltenstein L., Araguas L., Kurtas T., Wassenaar L.I. Final Report on Fourth interlaboratory comparison exercise for $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analysis of water samples (WICO2011). Isotope Hydrology Laboratory, Division of Physical and Chemical Sciences, Department of Nuclear Sciences and Applications, International Atomic Energy Agency. 2012. 67 p.
12. Baldini L.M., McDermott F., Foley A.M., Baldini J.U.L. Spatial variability in the European winter precipitation $\delta^{18}\text{O}$ -NAO relationship: Implications for reconstructing NAO-mode climate variability in the Holocene // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35. L04709.
13. Brunetti M., Kutiel H. The relevance of the North-Sea Caspian Pattern (NCP) in explaining temperature variability in Europe and the Mediterranean // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. V. 11. P. 2881–2888.
14. Casado M., Ortega P., Masson-Delmotte V., Risi C., Swingedouw D., Daux V., Genty D., Maignan F., Solomina O., Vinther B., Viovy N., Yiou P. Impact of precipitation intermittency on NAO-temperature signals in proxy records // Clim. Past. 2013. V. 9. P. 871–886.
15. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. № 4. P. 436–468.
16. Dansgaard W., Johnsen S.J., Moller J., Langway C.C.J. One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet // Science. 1969. V. 166. P. 377–381.
17. Dansgaard W., Johnsen S.J. A Flow Model and a Time Scale for the Ice Core from Camp Century, Greenland // Journ. of Glaciology. 1969. V. 8. № 53. P. 215–223.
18. Forster C., Stohl A., Siebert P. Parametrization of convective transport in a lagrangian particle dispersion model and its evaluation // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2007. V. 46. № 4. P. 403–422. doi:10.1175/JAM2470.1.
19. Ekaykin A.A. Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness. Thèse de Doctorat d'Etat. Université Joseph Fourier – Grenoble I, 2003. 136 p.
20. Ekaykin A.A., Kozachek A.V., Lipenkov V.Ya., Shibaev Yu.A. Multiple climate shifts in the Southern Hemisphere over the past three centuries based on central Antarctic snow pits and core studies // Annals of Glaciology. 2014. V. 55 (66). P. 259–266.
21. EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature. 2004. V. 429. P. 623–628.
22. Giese B.S., Urizar S.C., Fuckar N.S. The Southern Hemisphere origin of the 1976 climate shift // Geophys. Research Letters. 2002. V. 29. P. 1–4.
23. Gkinis V., Simonsen S.B., Buchardt S.L., White J.W.C., Vinther B.M. Water isotope diffusion rates from the NorthGRIP ice core for the last 16,000 years – Glaciological and paleoclimatic implications // Earth and Planetary Science Letters. 2014. V. 405. P. 132–141.
24. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation // Science. 1995. V. 269. P. 676–679.
25. Johnsen S., Clausen H.B., Cuffey K.M., Hoffmann G., Schwander J., Creys T. Diffusion of stable isotopes in polar firn and ice: the isotope effect in firn diffusion // Physics of Ice Core Records / Ed. by T. Hondoh. Hokkaido University Press, Sapporo, 2000. P. 121–140.
26. Jones P., Osborn T., Briffa K. Pressure-Based Measures of the North Atlantic Oscillation (NAO): A Comparison and an Assessment of Changes in the Strength of the NAO and in its Influence on Surface Climate Parameters // The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. Geophys. Monograph 134. 2003. P. 51–62.
27. Kutiel H., Maheras P., Guika S. Circulation Indices over the Mediterranean and Europe and their Relationship with Rainfall Conditions Across the Mediterranean // Theor. Appl. Climatol. 1996. V. 54. P. 125–138.
28. Kutuzov S., Shahgedanova M., Mikhalevskiy V., Ginot P., Lavrentiev I., Kemp S. High-resolution provenance of desert dust deposited on Mt. Elbrus, Caucasus in 2009–2012 using snow pit and firn core records // The Cryosphere. 2013. V. 7. P. 1481–1498.
29. Mariani I., Eichler A., Jenk M., Brönnimann S., Auchmann R., Leuenberger M.C., Schwikowski M. Temperature and precipitation signal in two Alpine ice cores over the period 1961–2001 // Clim. Past. 2014. V. 10. P. 1093–1108.
30. Meehl G., Hu A., Sunter B. The Mid-1970s Climate Shift in the Pacific and the Relative Roles of Forced versus Inherent Decadal Variability // Journ. of Climate. 2009. V. 22. P. 780–792.
31. Merlivat I., Jouzel J. Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation // Journ. of Geophys. Research. 1979. V. 84. № C8. P. 5029–5033.

32. Mikhalenko V., Sokratov S., Kutuzov S., Lavrentiev I., Ginot P., Legrand M., Preunkert S., Kozachek A., Ekaykin A., Faïn X., Lim S., Schotterer U., Lipenkov V., Toropov P. Investigation of deep ice core from the Elbrus Western Plateau, the Caucasus, Russia // *The Cryosphere Discuss.* 2015. V. 9. P. 3661–3708.
33. Mikhalenko V.N., Kozachek A.V., Ekba J.A. Ground water stable isotopic composition in the caves of the South-Western Caucasus // *Geography, Environment, Sustainability.* 2015. V. 8. № 2. P. 4–12.
34. Nye J.F. Correction factor for accumulation measured by the thickness of the annual layers in an ice sheet // *Journ. of Glaciology.* 1963. V. 4. № 36. P. 785–788.
35. Osterberg E.C., Mayewski P.A., Fisher D.A., Kreutz K.J., Maasch K.A., Sneed S.B., Kelsey E. Mount Logan ice core record of tropical and solar influences on Aleutian Low variability: 500–1998 A.D. // *Journ. of Geophys. Research: Atmosphere.* 2004. V. 119. P. 11189–11204. doi:10.1002/2014JD021847.
36. Petit J., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile L., Bender M., Chapellaz J., Davis J., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature.* 1999. V. 399. P. 429–436. doi:10.1038/20859.
37. Pierrehumbert R.T. Huascarán $\delta^{18}\text{O}$ as an indicator of tropical climate during the Last Glacial Maximum // *Geophys. Research Letters.* 1999. V. 26. P. 1345–1348. doi:10.1029/1999GL900183.
38. Popovnin V.V. Annual mass-balance series of a temperate glacier in the Caucasus, reconstructed from an ice core // *Geografiska Annaler.* 1999. V. 81A. P. 713–724. doi:10.1111/1468-0459.00099.
39. Rozanski K., Johnsen S.J., Schotterer U., Thompson L.G. Reconstruction of past climates from stable isotope records of palaeo-precipitation preserved in continental archives // *Journ. of Hydrological Sciences.* 1997. V. 42. № 5. P. 725–745.
40. Shahgedanova M., Stokes C., Gurney S., Popovnin V. Interactions between mass balance, atmospheric circulation, and recent climate change on the Djankuat Glacier, Caucasus Mountains, Russia // *Journ. of Geophys. Research.* 2005. V. 110. D04108.
41. Stohl A., Thompson D.J. A density correction for lagrangian particle dispersion models // *Boundary Layer Meteorology.* 1999. V. 90. № 1. P. 155–167. doi:10.1023/A:1001741110696.
42. Thompson D.W.J., Wallace J.M. Regional Climate Impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode // *Science.* 2001. V. 293. P. 85–89.
43. Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Henderson K. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum // *Journ. of Quaternary Science.* 2000. V. 15. P. 377–394.
44. Tsushima A., Matoba S., Shiraiwa T., Okamoto S., Sasaki H., Solie D.J., Yoshikawa K. Reconstruction of recent climate change in Alaska from the Aurora Peak ice core, central Alaska // *Clim. Past.* 2015. V. 11. P. 217–226.
45. Vaughan D.G., Comiso J.C., Allison I., Carrasco J., Kaser G., Kwok R., Mote P., Murray T., Paul F., Ren J., Rignot E., Solomina O., Steffen K., Zhang T. Observations: Cryosphere // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Ed. by: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2013.
46. Vinther B.M., Andersen K.K., Hansen A.W., Schmith T., Jones P.D. Improving the Gibraltar/Reykjavik NAO index // *Geophys. Research. Letters.* 2003. V. 30 (23). P. 2222.

Summary

The results of the isotopic investigations of several ice cores obtained at the Western Plateau of Mt. Elbrus (the Caucasus) are presented. The isotopic composition of the upper part (106 m) of the deep ice core (182 m) obtained in 2009 is also discussed. According to our estimations this core covers the last 400 years. There is distinct seasonal cycle in the isotopic composition record of these cores that allowed dating of the cores based on annual layers counting. The age scale was corrected using ammonium concentration data and information on precisely dated dust layers. Mean year and mean seasonal values of the isotopic composition and accumulation rate were calculated for 89 years (1924–2012). These values were compared with available meteorological records (13 weather stations) in the region, atmosphere circulation characteristics and back-trajectories calculations. It was shown that in summer season the isotopic composition depends on the local temperature and in winter it depends on the atmospheric circulation. Snow accumulation rate is well correlated with the precipitation rate in the region in all seasons. Reconstruction of precipitation rate from 1924 was performed. These results will be used for interpretation of the isotopic composition data from the bottom part of the deep ice core.

УДК 551.32(560)

Современное оледенение Передней Азии (в границах Турции)

© 2015 г. А.В. Зимницкий¹, Ю.В. Ефремов², Ю.Г. Ильичев³

¹Краснодарское региональное отделение Русского географического общества;

²Кубанский государственный университет, Краснодар; ³Северо-Кавказское межрегиональное территориальное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Краснодар
efremov_kubsu@mail.ru

Present-day glaciation of Western Asia (on the Turkey territory)

A.V. Zimmitskiy¹, Yu.V. Efremov², Yu.G. Ilyichev³

¹Krasnodar regional office of the Russian geographical society; ²Kuban State University, Krasnodar; ³North-Caucasian interregional territorial administration on hydrometeorology and monitoring of environment, Krasnodar

Статья принята к печати 30 июня 2015 г.

Абляция, аккумуляция, деградация оледенения, каменный глетчер, ледник, снеговая линия, снежник.

Ablation, accumulation, degradation of glaciation, glacier, rock glacier, snow line, snow-patch.

Рассматриваются среднегодовая температура воздуха, суммарное количество осадков, современное состояние ледников и изменения их площади в Восточно-Понтийских горах, юго-восточной части Тавра, в вулканических районах Тендурек, Эрджияс и в вулканическом окружении оз. Ван. Здесь находятся 70 ледников общей площадью 16,5 км². В настоящее время оледенение деградирует, характерны каменные глетчеры.

Mean annual air temperatures, total amount of precipitation, current state of glaciers and changes of their areas on some mountains of the Turkish territory are analyzed. The following regions are considered: East-Pontus Mountains, south-eastern part of the Taurus Mountains, volcanic regions Tendurek, Erciyes, and volcanic zone around the Wang Lake. There are seventy glaciers in these regions with their total area of 16.5 km². It is shown that mostly the present-day glaciers are in state of degradation, and the rock glaciers are typical among them.

Введение

В отечественной гляциологической литературе район Передней Азии представлен единичными работами [4–6]. Отсутствуют сведения по оледенению этого района и в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира [1]. Вместе с тем работы зарубежных исследователей, посвященные оледенению Передней Азии, начиная с конца XIX в. многочисленны и разнообразны по тематике и содержанию предмета исследования. Среди всего многообразия публикаций достоверных и непротиворечивых данных о размерах оледенения Турции немного. Основная задача данной работы – получить цельную и достоверную картину современного оледенения в горных районах Турции, а также определить тенденции оледенения.

В публикуемых материалах обобщены результаты полевых обследований (экспедиции 2010–2011 гг.) некоторых узлов горного оледенения Турции – Восточно-Понтийских гор, вулканического массива Большой Арарат, гор Сюпхан и Немрут, а также результаты последующего дешифрирования космических снимков ледниковых районов – вулкана Эрджияс, гор юго-восточного Тавра (массивы Джило и Сатдаг). Проанализированы наиболее значимые за-

рубежные публикации, описывающие формы, характер и размеры современного оледенения Передней Азии в целом и Турции в частности.

Изученность региона

В иностранной научной литературе вопросы оледенения района Передней Азии, и Турции в частности, освещены широко. В XIX в. первые описания ледников Передней Азии встречаются в работах Гамильтона [15] и Эйнсворта [7]. Эти работы дают общее представление о ледниках Турции, носят описательный характер, не приводят климатических показателей и морфометрических характеристик ледников. В XX в. все крупные узлы горного оледенения Турции изучаются турецкими, английскими, американскими и немецкими исследователями подробно и разносторонне [16].

В 1950-х годах один из первых турецких гляциологов С. Эринч публикует данные о количестве ледников, их размерах, экспозиции, а также сведения о высоте снеговой линии в разных районах Передней Азии [10–14]. В его работах анализируется связь изменения высоты снеговой линии и количества осадков на данной террито-

рии. В 1960-х годах Г. Райт [22] проводит анализ современного оледенения Курдистана (включая районы Тавра и Загроса), указывая на значительную их деградацию в последний межледниковый период. В 1970–80-е годы в работах А. Куртера и К. Сунгура [17, 18] обобщены и дополнены все имеющиеся на тот момент сведения о современных ледниках Турции. Общая площадь ледников, по данным авторов, на 1980 г. составила 22,9 км². Отметим, что эти исследователи использовали картографические материалы масштабов 1:200 000 – 1:50 000, что позволяет судить о достаточно высокой точности определения размеров ледников. Результаты этих работ, уточнённые и обновлённые по итогам дешифрирования космических снимков и обработки материалов полевых исследований, легли в основу Каталога ледников Турции. Примерно в эти же годы Б. Мессерли занимался изучением оледенения вулкана Эрджияс [19, 20]. По его данным, на тот период на склонах вулкана было четыре малых ледника и более десятка крупных снежников.

На современном этапе изучения оледенения Турции можно выделить имена таких исследователей, как Н. Акчар, который изучал прошлые оледенения района Анатолии [8], А. Чинер, в работах которого говорится о ледниковых формах рельефа, моренных отложениях, ледниково-запрудных озёрах [9], М. Сарыкайя, исследовавшего историю четвертичных оледенений Турции, генезис ледников и ледниковых форм рельефа в разрезе циркум-средиземноморского горного обрамления [21].

Современное оледенение, заснеженность и озёрность Понтийских гор, вулкана Сюпхан, горного массива Арарат исследовались во время экспедиций Краснодарского регионального отделения Русского географического общества и Кубанского государственного университета в 2010–2011 гг.

Методика работы

Исходным материалом для выполнения картометрических работ служили разновременные (1982–2010 гг.) и разномасштабные (1:25 000 – 1:100 000) топографические и тематические карты отечественных и зарубежных изданий, разновременные космические снимки (2005–

2013 гг.) со спутников IKONOS (разрешение 0,7–1,0 м), SPOT (разрешение 2,5 м), LANDSAT (разрешение 15 м), взятые из общедоступных геопространственных сервисов ArcGIS Online, Bing Maps, Google Earth [23, 24]. Все картографические материалы приводились к единому масштабу 1:10 000 средствами геоинформационного пакета ArcGIS. Площади оледенения измерялись двумя независимыми способами: электронным планиметром TAMAYA PLANIX5 и стандартными программными методами с использованием инструментов ArcMap и SAS Planet. Точность измерений площади оценивалась на основании паспортных данных планиметра (допустимая погрешность 1 мм²), масштаба измерений (например, для 1:100 000 составляет 0,2 мм²), а также точности ручной и полуавтоматической векторизации контуров, определяемой по разрешению снимков. Измерения площадей выполнены с погрешностью 0,01 км².

В 2010–2011 гг. в ходе двух экспедиций были обследованы горные районы Восточной Анатолии, Восточно-Понтийские горы (Лазистанский хребет), вулканический массив Большого Арарата, вулканический район Тендурек, вулканическое окружение озера Ван. Схема исследований с маршрутами и выделенными районами оледенения приведена на рис. 1. Обследованы и закартированы многочисленные моренные и каровые озёра. В процессе камеральной обработки проанализированы различные литературные источники, многочисленные работы зарубежных исследователей (геологов, гляциологов, геоморфологов), рассмотрены климатические и орографические условия существования современного оледенения. Мы сравнили архивные фотоснимки ледников данного региона с собственными полевыми материалами. Также проведено сравнение приведённых к общему масштабу космических снимков с изображением площадей оледенения на доступных топографических картах отечественных и зарубежных издателей.

Результаты и обсуждение

Динамика современных ледников и ледниковых форм изучаемого региона сильно зависит от влияния Средиземного и Чёрного морей на режим переноса и распространения осадков

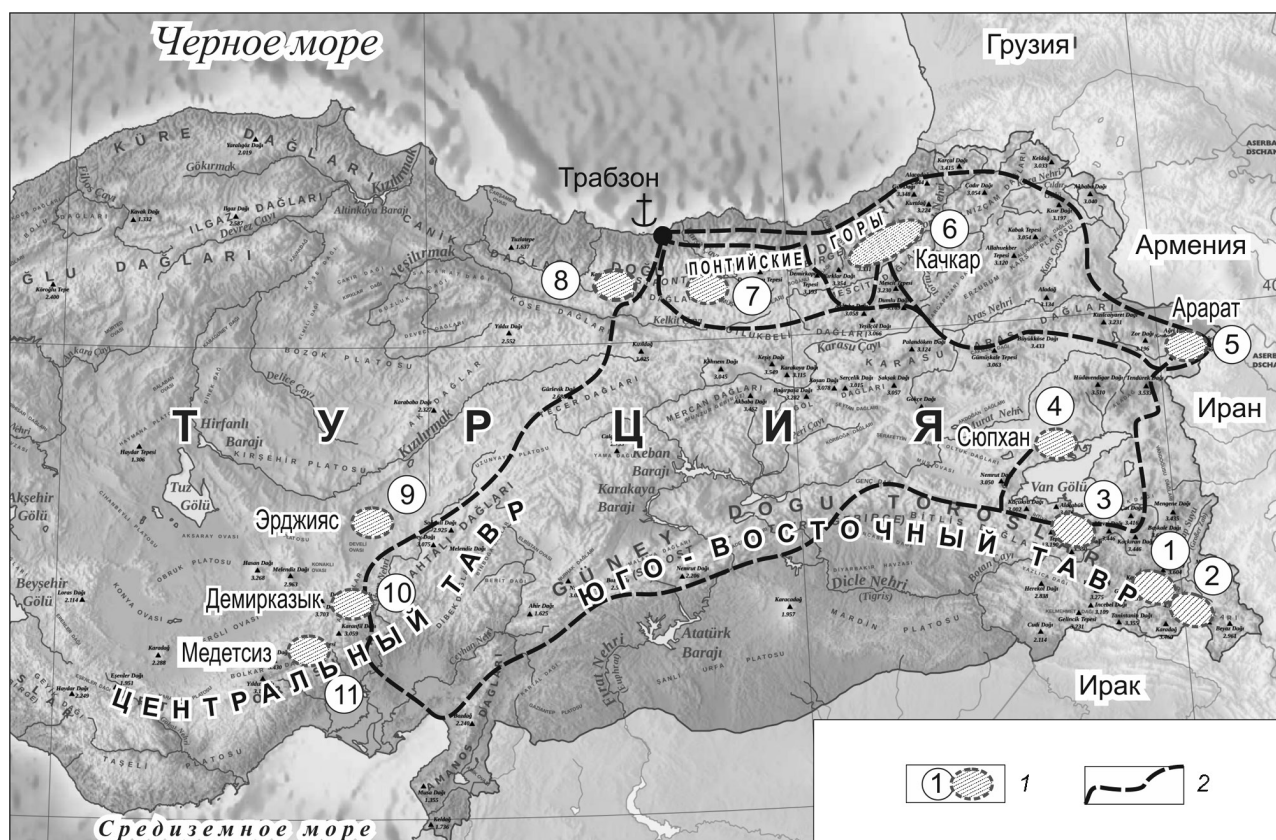


Рис. 1. Общая схема района исследований:

1 – центры современного оледенения: 1 – Джило; 2 – Сатдаг; 3 – Хасанбешир; 4 – Сюпхан; 5 – Арарат; 6 – Качкар; 7 – Гавур (Карадаг); 8 – Карагёл; 9 – Эрджияс; 10 – Демирказык; 11 – Медетсиз; 2 – маршруты исследований

Fig. 1. General sketch of the researches area:

1 – centers of present-day glaciation: 1 – Gilo; 2 – Satdag; 3 – Hasanbesir; 4 – Syupkhan; 5 – Ararat; 6 – Kachkar; 7 – Gavur (Karadag); 8 – Karagol; 9 – Erciyas; 10 – Demirkazyk; 11 – Medetsiz; 2 – routes of researches

в осевой зоне юго-восточного Тавра и Восточно-Понтийских гор [20]. Отметим, что климатические условия разных районов Турции сильно различаются, что обусловлено близостью моря; наличием горных хребтов, параллельных берегу и ограничивающих влияние моря; абсолютной высотой местности. Так, в высокогорных районах наблюдаются меньшие перепады температур между самым жарким и самым холодным месяцем. Это объясняется меньшим нагревом гор летом и степенью охлаждения зимой.

Среднегодовая температура воздуха (на уровне моря) на севере Понтийских гор составляет 14–15 °С, во внутренних районах 8 °С, в Карсе 4 °С. Средняя температура воздуха в июле на Черноморском побережье Турции равна 22–24 °С, во Внутренней Анатолии 20–22 °С, на северо-востоке Анатолии, в районе Карса, 17,5 °С [2]. Средняя температура воздуха в ян-

варе в Восточной Анатолии составляет –10 °С (в Карсе –12,3 °С). В Трабзоне средняя температура воздуха в июле равна 22,5 °С, в январе –7 °С на уровне моря; с учётом температурного высотного градиента (0,5 °С/100 м) на высоте 3500 м температура в июле может составлять 5 °С, а в январе –10,5 °С.

Количество выпадающих осадков зависит от характера рельефа. Наибольшее количество осадков получают Восточно-Понтийские горы и горы юго-восточного Тавра. В обоих случаях причина резкого увеличения сумм осадков – барьерная роль хребтов, имеющих субширотное простираие. По мере удаления от побережья к внутренним областям страны количество осадков уменьшается (табл. 1). Например, у высоких гор Черноморского побережья годовая сумма осадков достигает 2300–2500 мм, а к западу уменьшается до 1900 мм.

Таблица 1. Высота снеговой линии и среднегодовое количество осадков (по [9, 17, 21] с добавлениями авторов)

Район	Высота снеговой линии h , м	Осадки, мм
Качкар	3100–3200 (северный склон), 3550 (южный склон)	2500
Вердженик	3500	2300
Гавур	3500	2000
Карагель	2900	1900
Джило	3600	2200
Сатдаг	3500	2200
Хасанбешир	3400	1300
Демирказык	3450	1100
Медетсиз	3450–3700	1200
Эрджияс	3800	1100
Сюпхан	4000	1300
Арарат	4300	1500

Для восточной части побережья Чёрного моря характерен умеренный климат с большой годовой суммой осадков и равномерным их распределением, но с некоторым преобладанием в холодные месяцы. На осень приходится 32%, на лето 13%, на весну 17%, а на зиму 38% [3]. Осадки в виде снега наблюдаются в районах с холодной зимой и достаточной влажностью воздуха. Наибольшее количество выпадающего снега отмечается в горах Причерноморья. Во внутренней и юго-восточной Анатолии, а также на нагорьях восточной Анатолии снега выпадает значительно меньше, но даже в этих районах он часто сохраняется до весны. Продолжительность залегания снежного покрова увеличивается с запада на восток. В горах на севере Анатолии на высоте более 3000 м, а на юге несколько выше встречаются перелетовывающие снежники.

Для расчёта условий существования ледников по данным ближайших метеостанций была определена среднемесячная температура воздуха на различной высоте. Мы использовали вертикальный температурный градиент $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты и определили также месяцы с температурой воздуха ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. В расчётах условно считалось, что при отрицательной температуре воздуха выпадают твёрдые осадки и идёт накопление массы снега. Сравнительный анализ значений среднегодовых сумм осадков и высоты снеговой линии, с учётом факторов рельефа и типа ледников, позволяет классифи-

цировать рассматриваемые горные массивы по скорости деградации оледенения.

Наиболее стабильно состояние ледников на Арарате, Качкаре и в массивах Джилодаг и Сатдаг. Здесь скорости отступления языков практически не изменились за последние 30 лет и составляют от 10 до 30 м/год. Неустойчивое состояние ледников характерно для одиночных стратовулканов Эрджияс и Сюпхан. Дегляциация за последние 30 лет протекала скачкообразно, характерная черта – распад относительно крупных ледников на отдельные небольшие ледники, широкое развитие малых форм оледенения на фоне общего тренда повышения средней годовой температуры воздуха. Существенную роль при этом играет изменчивость среднегодовых сумм осадков (от 700 до 1300 мм).

Понтийские горы (Причерноморье) представлены многочисленными хребтами субширотного простирания со средними высотами более 3300 м. Наибольшие отметки приурочены к осевой части Лазистанского хребта с высшей точкой горой Качкар (3937 м) (Kackar). Именно этот массив – один из крупнейших узлов современного оледенения Турции. По результатам анализа снимков и визуальному обследованию данного района в 2011 г. впервые составлен Каталог современных ледников центральной части Лазистанского хребта (табл. 2, рис. 2). Всего в Восточно-Понтийских горах в Каталог вошло 27 ледников общей площадью 4,38 км². Характерная особенность этого района – широкое распространение каменных глетчеров, пока изученных слабо.

Изменения оледенения массива Качкар можно установить при сравнении фотоснимка А. Куртера 1991 г. с полевыми исследованиями 2011 г. (рис. 3). По нашим оценкам, величина отступления за 20 лет составила от 70 до 150 м на разных участках ледникового фронта. На скорость деградации, в первую очередь, влияют северо-восточная экспозиция ледника, морфология кара, а также расположение выше снеговой линии (абсолютная высота языка ледника превышает 3500 м).

Юго-Восточный Тавр. Система широтно вытянутых хребтов окаймляет с юга и юго-востока центральную часть Анатолии, на которой особняком стоит стратовулкан Сюпхан 4058 м (Suphan) с несколькими ледниками. Каталог

Таблица 2. Ледники горного массива Качкар (Восточно-Понтийские горы)

Номер на рис. 2	Название ледника	Экспозиция	Морфологический тип	Площадь, км ²	Длина, км
1	Без названия	С	Каровый	0,05	0,4
2				0,03	0,2
3				0,03	0,7
4		СЗ		0,04	0,2
5			Висячий	0,02	0,2
6		С	Каровый	0,09	0,7
7				СЗ	0,11
8		СВ	Карово-висячий	0,06	0,4
9			Висячий	0,02	0,2
10		С	Каровый	0,10	0,3
11			Висячий	0,03	0,4
12	Качкар I	СВ	Долинный	0,80	1,3
13	Без названия		Карово-долинный	0,13	0,8
14	Качкар II	С	Долинный	0,50	1,0
15	Качкар III	СЗ		0,60	1,4
16	Кренек I		Каровый	0,15	1,1
17	Кренек II		Карово-долинный	0,50	1,6
18	Дюбе	0,43		1,5	
19	Без названия	С	Каровый	0,09	0,4
20				0,11	0,5
21			Висячий	0,04	0,3
22			Каровый	0,13	0,5
23				0,13	0,6
24				0,02	0,1
25		СВ	Карово-долинный	0,08	0,12
26		С	Каровый	0,02	0,2
27		СЗ	Карово-долинный	0,07	0,5

ледников этого вулкана составлен нами по данным камерального дешифрирования и приведён в табл. 3. Годовые суммы осадков по сравнению с Восточно-Понтийскими горами здесь значительно меньше — около 1500 мм, поэтому все ледники, приуроченные к осевой части хребтов, активно деградируют. Экспозиция ледников преимущественно северная и северо-восточная. Каталог ледников массивов Джилодаг (Джило) и Самдидаг (Сатдаг) приведён в табл. 4. Схемы ледников и малых ледниковых форм указанных массивов приведены на рис. 4 и 5. Всего в районе вулкана Сюпхан в 2010 г. насчитывалось 12 ледников общей площадью 4,58 км². В пределах хр. Джилодаг на 2010 г. установлено 12 ледников общей площадью 2,08 км²; в хр. Сатдаг — девять ледников общей площадью 1,44 км². Общее число ледников — 21 с суммарной площадью 3,52 км².

Массив Большого Арарата (Восточная Анатолия) несёт на своих склонах довольно много ледников. При сравнении топографических карт и космических снимков вулканического массива Арарат за разные годы хорошо просматривается ледниковая шапка с выводными языками. Приведя карты 1881 и 1958 г. к единому масштабу 1 : 25 000, мы определили изменения площади ледников двумя способами: с использованием электронного планиметра и измерений по космическим снимкам, применяемых в геоинформатике. Результат различался на 0,01–0,03 км², что при таких масштабах — вполне допустимое расхождение. Площадь оледенения по карте 1881 г. составила 18,41 км²; по контуру 1958 г. — 11,25 км². Сокращение с 1881 по 1958 г. площади оледенения на 7,16 км², или на 39% общей площади, соответствует среднему значе-

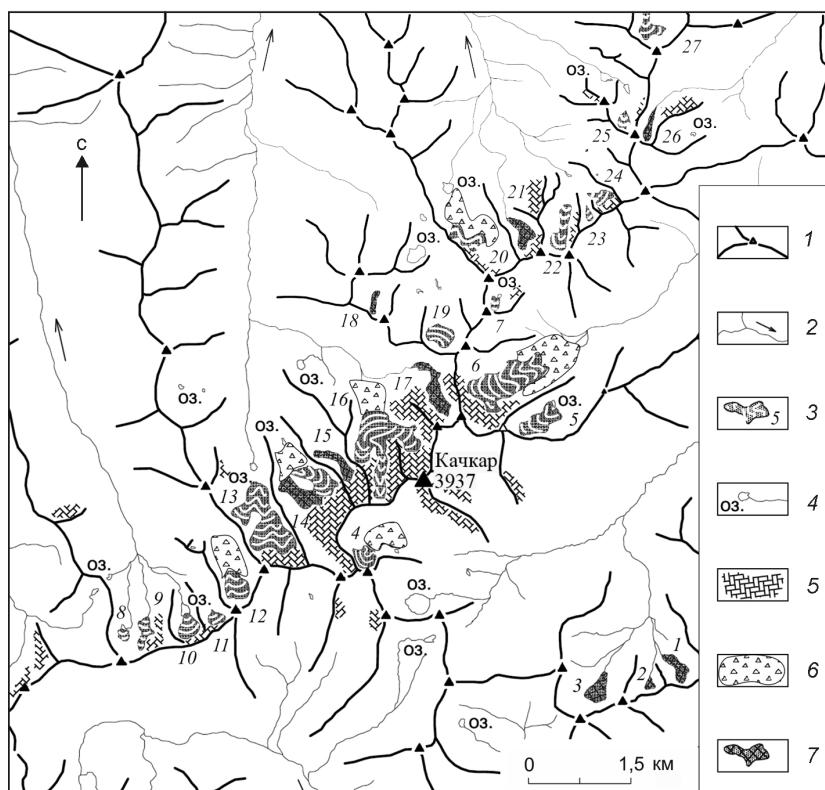


Рис. 2. Схема современного оледенения района горы Качкар (3937 м):

1 – основные хребты, узловые вершины с отметками высот; 2 – реки; 3 – ледники; 4 – озёра; 5 – скальные выходы; 6 – морены; 7 – каменные глетчеры

Fig. 2. Sketch of a modern glaciation in the area Mt. Kachkar (3937 m):

1 – main ridges, tops with height marks; 2 – rivers; 3 – glaciers; 4 – lakes; 5 – rocky exits; 6 – moraines; 7 – ice-cored rock glaciers

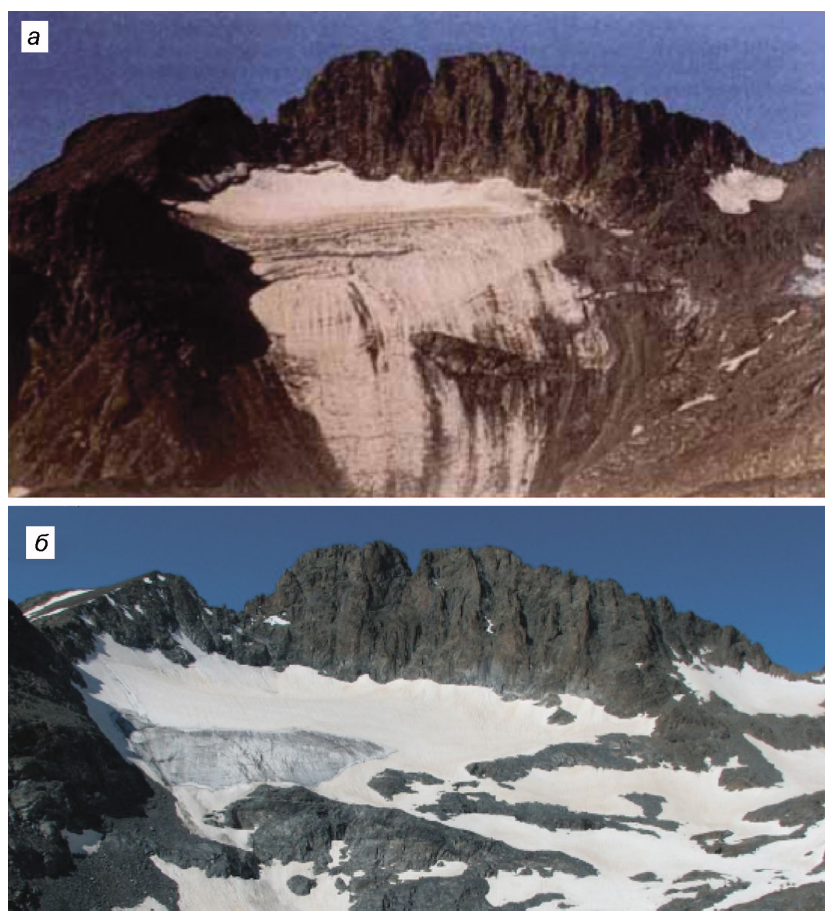


Рис. 3. Качкарские ледники.

Положение Большого Качкарского ледника: а – в 1991 г., по А. Куртеру [18]; б – в 2011 г. (фото А. Зимницкого)

Fig. 3. Photo of a Big Kachkar's glacier. Position of a glacier's front: а – in 1991 as in A. Kurter [18]; б – in 2011 (photo by A. Zimnitsky)

Таблица 3. Ледники вулкана Сюпхан (по [9, 21], с добавлениями авторов)

Номер	Название ледника	Морфологический тип	Экспозиция	Площадь, км ²	Длина, км
1	Южный	Кальдерный	СВ	0,30	1,5
2	Без названия	Каровый	СВ	0,17	0,17
3			СВ	0,30	0,3
4		Карово-висячий	С	0,16	0,2
5		Каровый	С	0,01	0,08
6			СВ	0,15	0,22
7			СЗ	0,01	0,10
8			СВ	0,28	0,42
9			СВ	0,13	0,25
10	Подкова	Навеянный	В	0,17	0,35
11	Без названия		С	0,10	0,12
12			ЮВ	0,10	0,12

Таблица 4. Ледники хребтов Джилодаг и Сатдаг (по [9, 17], с добавлениями авторов)*

Номер на рис. 4 и 5	Название ледника, привязка	Экспозиция	Морфологический тип	Площадь ледника, км ²	Длина ледника, км
Хребет Джилодаг (Джило)					
1	Б/н, СВ цирк, 3715 м	СВ	Каровый	0,06	0,5
2	Б/н, ЮЗ цирк в Кисара, 3750 м	ЮЗ		0,10	0,6
3	Миа Хавара, в цирке Джило, 4168 м	СВ	Карово-долинный	0,20	0,8
4	Б/н, СЗ цирк, 3831 м	СВ	Каровый	0,13	0,4
5	Б/н, С цирк, 3831 м	С		0,08	0,6
6	Б/н, СЗ цирк Решко, 4168 м	С		0,09	0,6
7	Б/н, ЮВ цирк, 3892 м	СВ	Долинный	0,20	0,7
8	ЮВ цирк, 3982 м	В	Каровый	0,07	0,4
9	Улудорук, С цирк в Решко, 4168 м	В	Долинный	1,00	1,3
10	Б/н, восточнее Решко, 4168 м	СВ	Каровый	0,05	0,3
11	Б/н, СЗ цирк, 3826 м	С		0,04	0,3
12	Б/н, СВ цирк, 3826 м	В		0,06	0,4
Хребет Самдидаг (Сатдаг)					
13	СЗ цирк Сат	С	Долинный	0,20	0,7
14	СВ Самдидаг, 3814 м	С	Каровый	0,08	0,5
15	СВ цирк, 3353 м	СВ		0,07	0,4
16	Цирк Делампар, 3794 м	С	Долинный	0,80	1,0
17	Цирк Самдидаг, 3811 м	СВ	Каровый	0,08	0,5
18	Северкес перевал, 3242 м	С		0,05	0,3
19	Северо-восточный перевал, 3242 м	СЗ		0,04	0,3
20	Цирк, 3517 м	С		0,05	0,4
21	Цирк Джиралчель, 3451 м	С		0,07	0,5

*Б/н — без названия.

нию скорости деградации 0,5% в год. В 1980 г. площадь ледниковой шапки Арарата, по данным А. Куртера, составляла 10 км², а разница за 1958–1980 гг. равна 1,25 км², или 11%, т.е. тоже

по 0,5% в год. Выводные языки ледников отступили за 1881–1958 гг. на 550–1800 м (табл. 5).

К 2010–2011 гг., с учётом наших ранних математических выкладок, площадь оледенения

Fig. 4. Sketch of present-day glaciation on the Satdag ridge:

A detailed map of the Dzhilo River basin. The river is shown as a central feature with numerous tributaries. Sampling points are marked with black triangles and labeled with numbers: 3715, 3750, 3042, 2603, 2344, 3210, 3577, 4168, 3278, 4168, 3604, 2251, 2517, 3826, 2983, and 03. There are 12 islands labeled with numbers 1 through 12. Some islands are shaded with grey patterns. The name 'Джи́ло' is written in the center of the river. A scale bar at the bottom left indicates 0 to 1 KM. A north arrow is located in the top right corner.

Symbols see Fig. 4

Таблица 5. Деградация ледников Большого Арарата за 1881–2011 гг. с добавлениями авторов по [9, 17, 21]

Номер на рис. 6	Склон	Ледник	Величина отступления, м
1	Северо-западный	I	1650
2		II	1700
3		III	1130
4	Западный	I	950
5		II	850
6	Северо-восточный	I	1880
7		II	1800
8		III	1980
9	Южный	I	670
10		II	850

шапки Большого Арарата должна была бы составлять около 8,5 км² (при среднем сокращении площади 0,5% в год). Согласно независимым измерениям по двум космическим снимкам (SPOT и QUICKBIRD), в июле 2011 г. площадь оледенения составила 8,39 км²±0,1 км² (рис. 6).

Центральный и Южный Тавр образуют третий крупный район оледенения. Здесь расположен стратовулкан Эрджияс (3916 м) с несколькими ледниками на склонах и хребты Аладаг (Aladag) с горой Демирказык (Demirkazik, 3756 м), Дедеголдаг (Dedegoldag) с горой Дипойраз (Dipoyraz, 2997 м) и Болкардаг (Bol-

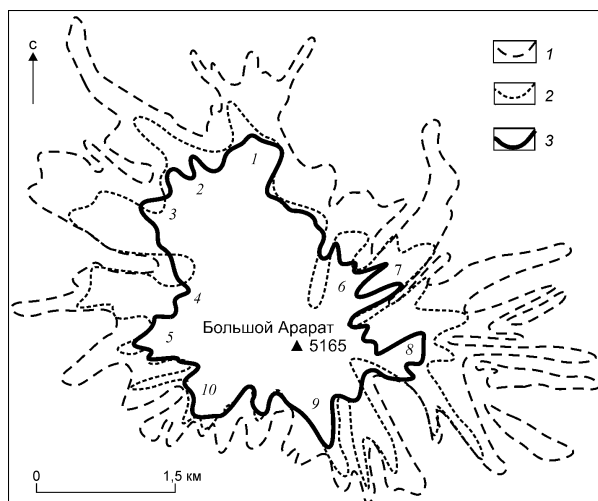


Рис. 6. Схема динамики оледенения Большого Арарата. Контуры ледников: 1 – в 1881 г.; 2 – в 1958 г.; 3 – в 2011 г.

Fig. 6. Sketch of a dynamic of a glaciation in Mt. Great Ararat.

Contours of glaciers: 1 – in 1881; 2 – in 1958; 3 – in 2011

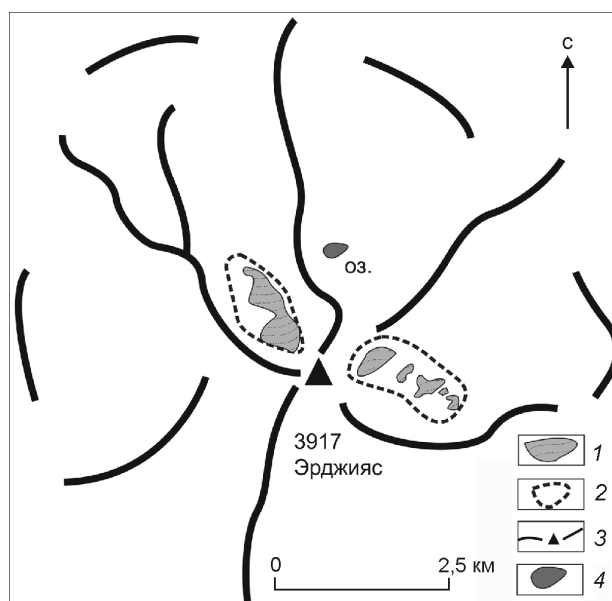


Рис. 7. Схема современного оледенения района горы Эрджияс (3917 м):

1 – современные ледники; 2 – контур ледника в 1980 г.; 3 – основные хребты; 4 – термокарстовое озеро

Fig. 7. Sketch of present-day glaciation in the area Mt. Erciyas (3917 m).

1 – present-day glaciers; 2 – glacier's counter in 1980; 3 – main ridges; 4 – thermokarst lake.

kardag) с горой Медетсиз (Medetsiz, 3585 м). По результатам нашего дешифрирования, на конец 2014 г. два малых ледника полностью прекратили существование, а два остальных (с условными обозначениями Западный и Восточный) – распались на отдельные части, которые, по всем признакам, можно считать мёртвым льдом. Суммарная площадь оледенения массива Эрджияс, по данным дешифрирования снимков 2014 г., составила 0,11 км² (рис. 7).

На других высоких вулканах и хребтах могут существовать многолетние перелетовывающие снежники, фирновые ледники (переходная форма) и совсем малые ледниковые массы. Исследование этих объектов – задача ближайших нескольких лет.

Выводы

Размеры современного оледенения Передней Азии по сравнению с масштабами горного оледенения, например Большого Кавказа, незначительны. Ледники располагаются в круп-

Таблица 6. Распределение ледников по речным бассейнам (по [9, 17], с переработкой и обновлением)

Водосборный бассейн	Речной бассейн	Район оледенения (массив)	Число ледников	Общая площадь оледенения, км ²
Черное море (Black Sea basin)	Йесилырмак (Yeşilirmak)	Гавур (Карадаг)	5	0,05
		Карагель	3	0,08
	Чорох (Çoruh)	Качкар	27	4,38
Средиземное море (Mediterranean basin)	Сейхан (Seyhan)	Эрджияс	6	0,11
		Демирказык	8	0,5
		Медетсиз	2	0,06
Персидский залив (Persian Gulf basin)	Большой Заб (приток Тигра) (Zap Suyu (Tigris))	Джило	12	2,08
		Сатдаг	9	1,44
	Дикле(Тигр) (Dicle Nehri (Tigris))	Хасанбешир	5	0,06
Каспийское море(Caspian basin)	Аракс (Aras)	Арапат	10	8,39
Озеро Ван (Van Gölü)		Сюпхан	12	1,88
Итого				19,03

ных горных массивах выше 3500 м на северных и северо-восточных склонах. На основе ранее опубликованных работ [9, 17] с использованием данных собственных наблюдений составлен Каталог ледников с распределением по речным бассейнам (табл. 6). На момент исследований закартировано около 100 ледников суммарной площадью 19,03 км². По сравнению с данными 1980 г. (22,9 км²) площадь ледников сократилась примерно на 3,9 км², причина заключалась в увеличении продолжительности засушливого летнего периода. Вместе с тем обильные зимние осадки и сопутствующие орографические условия создали благоприятные условия для существования некоторых ледников, например, на северном склоне Качкара.

Благодарности. Авторы выражают признательность и благодарность руководству Краснодарского регионального отделения Русского географического общества за помощь в организации экспедиций, руководству Северо-Кавказского межрегионального территориального управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды за методическое обеспечение и помощь при камеральной обработке данных.

Литература

1. Атлас снежно ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: Изд. Российской академии наук, 1997. 392 с.
2. Арманд Д.Л., Добрынин Б.Ф., Ефремов Ю.К., Зиман Л.Я., Мурзаев Э.М., Спрыгина Л.И. Зарубежная Азия. Физическая география. М.: Госучпедгиз, 1956. 608 с.
3. Бесим Даркот. География Турции. М.: Изд-во иностранной литературы, 1959. 169 с.
4. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники. Серия: Природа мира. М.: Мысль, 1989. 447 с.
5. Зимницкий А.В., Ефремов Ю.В. Некоторые физико-географические особенности горных массивов Качкар (Понтийские горы) и Арабат // Вест. Краснодарского регионального отделения РГО. 2013. Вып. 7. С. 11–20.
6. Лудшувейт Е.Ф. Турция. Экономико-географический очерк. М.: Географгиз, 1955. 400 с.
7. Ainsworth W.F. Travels and researches in Asia Minor, Mesopotamia, Chaldea and Armenia. V. 1, 2. London: J.W. Parker, 1842. 123 p.
8. Akçar N., Schlüchter Ch. Paleoglaciations in Anatolia: A schematic review and first results // Eiszeitalter und Gegenwart. 2005. V. 55. P. 102–121.
9. Çiner A. Turkish glaciers and glacial deposits / Eds. J. Ehlers, P.L. Gibbard // Quaternary Glaciations: Extent and Chronology. Pt. I: Europe. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 419–429.
10. Erinc S. Glazialmorphologische Untersuchungen im Nordostanatolischen Randgebirge. Istanbul University Geography Institute. 1944. PhD dissertation series, 1. 56 p.
11. Erinc S. Past and present glacial forms in Northeast Anatolian mountains // Geol. Rundschau. 1949. V. 37. P. 75–83.
12. Erinc S. Research on glacial morphology of Mount Uludag // Rev. Geogr. Inst. Univ. Istanbul. 1949. № 11–12. P. 79–94.
13. Erinc S. The glacier of Erciyes in Pleistocene and Post-glacial epoch // Rev. Geogr. Inst. Univ. Istanbul. 1951. № 1 (2). P. 82–90.

14. *Erinç S.* Glacial evidences of the climatic variations in Turkey // *Geogr. Annaler.* 1952. V. 34. P. 89–98.
15. *Hamilton W.J.* Researches in Asia minor, Pontus and Armenia. V. 1, 2. London: J. Murray, 1842. 123 p.
16. *Hughes P.D., Woodward J.C., Gibbard P.L.* Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains // *Progress in Physical Geography.* London. 2006. V. 30. № 3. P. 334–364.
17. *Kurter A.* Glaciers of Middle East and Africa – Glaciers of Turkey // *Satellite Image Atlas of the World, USGS Professional Paper.* 138. 6–G–1. 1991. P. 1–30.
18. *Kurter A., Sungur K.* Present glaciation in Turkey. *World Glacier Inventory // Proc. of the workshop at Riederalp, Switzerland, 17–22 September 1978. Intern. Association of Hydrological Sciences.* 1980. № 126. P. 155–160.
19. *Messerli B.* Der Gletscher am Erciyas Dag and das Problem der rezenten Schneegrenze im anatolischen und mediterranen Raum // *Geographica Helvetica.* 1964. Bd. 19. № 1. S. 19–34.
20. *Messerli B.* Mountain glaciers in the Mediterranean area and in Africa // *World glacier inventory; Workshop IAHS-AISH Publications.* № 126. 1980. P. 197–211.
21. *Sarıkaya M.A., Çiner A., Zreda M.* Quaternary Glaciations of Turkey // *Developments in Quaternary Science.* V. 15. Amsterdam, 2011. P. 393–403.
22. *Wright H.E.* Pleistocene glaciation in Kurdistan // *Eiszeitalter und Gegenwart.* Hannover. 1962. V. 12. S. 131–164.
23. <http://www.atc-anadolu.com/Weather.htm> Климатические карты Турции (Turkish State Meteorological Service)
24. <http://turkishmaps.blogspot.com.tr/2013/03/climate-maps-of-turkey.html> Карты Турции (геология, речные бассейны, климат и др.)

Summary

Mean annual air temperatures, total amount of precipitation, current state of glaciers, and changes of their areas in mountainous parts of the Turkish territory are analyzed for the purpose to reveal their current state. Total number of glaciers is 70 with the total area of 19,03 km². Main centers of glaciation are East Pontus Mountains, the Taurus Mountains, the Erciyas and Souphan volcanic area and the Van lake volcanic encirclement. The largest glaciation is concentrated on the Mount Ararat. Its peak is covered by 10 glaciers are located with their total area of 8.39 km². It was established that for the last several decades sizes of the glaciers essentially decreased. For example, the glaciation area on the Mount Ararat for the last 150 years decreased by a half. In certain areas buried ices and small forms of glaciation were found. Numerous small lakes and snow-patches were generated on place of thawed glaciers. Typical feature of the present-day development of glaciation here is wide occurrence of the rock glaciers, which are especially characteristic in the massif Kaçkar, Gilo, Erciyes and others.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578

Описание макромасштабной структуры поля снежного покрова равнинной территории с помощью динамико-стохастической модели его формирования

© 2015 г. А.Н. Гельфан, В.М. Морейдо

Институт водных проблем РАН, Москва
hydrowpi@aqua.laser.ru

Describing macro-scale structure of the snow cover by a dynamic-stochastic model

A.N. Gelfan, V.M. Moreydo

Institute of Water Problems, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 25 мая 2015 г.

*Динамико-стохастическое моделирование, пространственная корреляция, снежный покров.
Dynamic-stochastic modeling, snow cover, spatial correlation.*

Показаны возможности динамико-стохастической модели формирования снежного покрова для исследования особенностей его пространственной структуры на примере территории бассейна Чебоксарского водохранилища (площадь 376 500 км²). Представлены результаты численных экспериментов, показывающие, что разработанная модель с удовлетворительной точностью воспроизводит структуру поля снежного покрова. Фрактальные размерности рассчитанных полей указанных характеристик близки к соответствующим размерностям полей, оценённым по данным снегомерных наблюдений.

Possibilities to investigate the spatial structure of snow cover by means of dynamic-stochastic model are discussed in this article. Basin of the Cheboksary reservoir (area of 376 500 sq.km) was used as an example. Results of numerical experiments show that our dynamic-stochastic model of the snow cover formation reproduces a snow field structure with adequate accuracy. The fractal dimensions of the modeled fields are in good correspondence with respective dimensions of fields obtained from data of the *in situ* observations.

Введение

Процессы формирования снежного покрова на равнинных территориях характеризуются значительной изменчивостью в широком диапазоне пространственных масштабов [6, 7, 15, 18–20, 22]. Микромасштабная изменчивость в пределах однородных площадей с линейными размерами до десятков и первых сотен метров обусловлена, как правило, метелевым переносом снега и локальными особенностями рельефа и растительности. Мезомасштабная изменчивость формирования снежного покрова обычно проявляется для равнинных территорий на расстояниях до 10 км и связана с характером рельефа (расчленённость, высота, уклон и экспозиция склонов) и растительности (степень открытости территории, тип и густота леса и т.д.), а также с изменениями метеорологических условий выпадения, переноса, накопления и таяния снега.

Микро- и мезомасштабные неоднородности накладываются на более плавные макромасштабные изменения характеристик снежного покрова, которые обусловлены физико-географической и климатической зональностью и проявляются на равнинных территориях на расстояниях от десятков и сотен до первых тысяч километров. Пространственная изменчивость характеристик снежного покрова и особенности их корреляционной структуры на макромасштабе играют важную роль в процессах энерго- и массообмена поверхности суши с атмосферой в высоких широтах. В большинстве современных глобальных моделей климата эта изменчивость учитывается как подсеточная для уточнения описания атмосферных процессов. Макромасштабная изменчивость снежного покрова значительно влияет на процессы гидрологического цикла суши, в частности, на формирование весенне-летнего половодья, определяющего водный режим крупнейших рек Евразии.

Существующие методы исследования вероятностных свойств макромасштабной структуры снежного покрова основаны главным образом на эмпирическом анализе данных снегомерных наблюдений. Значительные достижения в этой области связаны с применением методов объективного анализа метеорологических полей, которые были развиты, прежде всего, в работах отечественных гидрометеорологов для рационализации снегомерной сети наблюдений, оценки точности осреднения характеристик снежного покрова [2, 5, 8] и построения методов оптимальной интерполяции этих характеристик, в том числе для долгосрочных гидрологических прогнозов объёма половодья [13]. В этих и более современных исследованиях, например [6, 14, 18], показано, что поле снежного покрова может считаться статистически однородным и изотропным в широком диапазоне пространственных масштабов. Вместе с тем анализ структурных функций полей снежного покрова, представленный в работах [15–17, 20, 21] позволяет предположить, что для некоторых территорий статистическая однородность нарушается и поле снежного покрова описывается как случайная функция со стационарными приращениями.

Эмпирические — на основе имеющихся данных снегомерных наблюдений — оценки макромасштабной изменчивости и корреляционной структуры поля снежного покрова содержат существенную неопределённость, обусловленную незначительной продолжительностью рядов наблюдений и их нестационарностью, связанной с изменениями условий формирования снежного покрова, в том числе в результате происходящих изменений климата [1, 6], модернизации измерительных технологий, изменения частоты и состава наблюдений [10]. Перспектива уточнения свойств пространственной структуры поля снежного покрова связана с возможностью их описания по данным о полях метеорологических переменных и характеристик подстилающей поверхности.

Указанная возможность реализуется путём построения динамико-стохастической модели формирования снежного покрова с пространственно распределёнными случайными входами. В структуре такой модели объединены два компонента: 1) физико-математическая модель, описывающая физические (детерминистиче-

ские) механизмы накопления и таяния снега с учётом пространственных особенностей рельефа и растительности и 2) стохастическая модель, учитывающая пространственно-временную вероятностную структуру метеорологических факторов формирования снежного покрова.

Настоящее исследование посвящено разработке динамико-стохастической модели снежного покрова с пространственно распределёнными случайными входами на примере крупного речного бассейна на средней Волге — бассейна Чебоксарского водохранилища (площадь водосбора 376 500 км²). Эта статья — продолжение нашей публикации [4], в которой описана динамико-стохастическая модель с сосредоточенными случайными входами и представлены результаты применения модели для оценки статистик временной изменчивости характеристик снежного покрова на метеорологических станциях Европейской территории России без учёта пространственной связности этих характеристик.

В настоящем исследовании разработку динамико-стохастической модели, оценку параметров и проверку модели мы выполняли по данным метеорологических и снегомерных наблюдений на метеорологических станциях 1-го разряда. Эти данные размещены в базе открытого доступа ВНИИГМИ-МЦД. Поскольку в указанной базе содержатся данные наблюдений лишь на пяти метеорологических станциях, расположенных в пределах рассматриваемого водосбора, дополнительно мы использовали материалы наблюдений на десяти станциях вблизи границ водосбора (расположенных не дальше, чем в 100 км от этих границ), т.е. всего анализировались данные наблюдений на 15 станциях. Это — среднесуточные значения температуры и относительной влажности воздуха, суточные суммы осадков, а также величины запасов воды в снеге и толщины снежного покрова в поле по результатам маршрутных снегомерных съёмок и измерений по снегомерным рейкам на метеорологических станциях. Данные охватывают период с 1966 по 2011 г.

Статья построена следующим образом: сначала рассматриваются результаты эмпирического анализа пространственного поля снежного покрова на исследуемой территории и обосновывается предположение о фрактальной структуре поля; затем описывается разработанная динамико-стохастическая модель с простран-

ственно распределёнными случайными входами и приводятся результаты испытания отдельных её компонентов по имеющимся метеорологическим данным; заключительный раздел посвящён возможностям применения разработанной модели для воспроизведения особенностей пространственной структуры полей характеристик снежного покрова.

Анализ пространственной структуры поля снежного покрова в бассейне Чебоксарского водохранилища

Точечная пространственная переменная $S = S(x)$ (x — пространственная координата) рассматривается в геостатистике [9] как реализация случайной функции со стационарными (однородными и изотропными) приращениями $\varepsilon(x, x+h) = [S(x) - S(x+h)] = \varepsilon(h)$, т.е. распределение вероятности приращений $\varepsilon(h)$ зависит от расстояния h между точками, но не зависит от их взаимного расположения. (Величины $S = S(x)$ могут представлять собой, например, поле снегозапасов, толщину или плотность снежного покрова). При этом априори не накладывается ограничений на вероятностные законы распределения самих величин S , а конечных моментов второго порядка может не существовать. Из стационарности приращений следует, что для любой пары точек дисперсия приращений также зависит только от расстояния между этими точками. Функция $\gamma(h) = 0,5\sigma^2[\varepsilon(h)]$, где $\sigma^2[\varepsilon(h)]$ — дисперсия, называется структурной функцией и характеризует корреляционную структуру поля пространственной переменной. Структурная функция (в зарубежной литературе — полувариограмма) играет ключевую роль в исследованиях структуры полей пространственных переменных. В частности, на анализе структурной функции основаны широко распространённые в геоинформатике методы оптимальной интерполяции (крайгинг), позволяющие наилучшим образом воспроизвести поле пространственной переменной по наблюдениям в отдельных точках.

Для построения оценки структурной функции $\gamma^*(h)$ по имеющимся измерениям $S_i = S(x_i)$ в точках x_i определяются расстояния между всеми парами точек, а диапазон полученных расстоя-

ний разбивается на интервалы. После этого значения $\gamma^*(h)$ рассчитываются как

$$\gamma^*(\bar{h}) = \frac{1}{2N(\bar{h})} \sum_{i=1}^{N(\bar{h})} [S(x_i + h) - S(x_i)]^2,$$

где $N(\bar{h})$ — число пар точек, попавших в интервал со средним расстоянием $\bar{h}$.

В работах [16, 17, 20, 21] показано, что эмпирические структурные функции запаса воды в снеге и толщины снежного покрова, построенные по данным измерений в разных физико-географических условиях, могут быть описаны степенной функцией

$$\gamma \sim h^\alpha \quad (0 < \alpha < 2). \quad (1)$$

Случайное поле со степенной структурной функцией (1) представляет собой стохастический фрактал и характеризуется свойством самоподобия (см., например, [12]), т.е. случайные приращения на расстояниях h и rh связаны соотношением

$$\varepsilon(h) \stackrel{d}{=} r^{-\alpha/2} \varepsilon(rh), \quad (2)$$

где символ $\stackrel{d}{=}$ — равенство распределений вероятности.

Как показано в [20], соотношение (2) может быть использовано для расчёта дисперсии снегозапасов на подсеточных областях гидрологических моделей с распределёнными параметрами.

Количественной характеристикой, определяющей соотношение между крупно- и мелкомасштабными вариациями фрактальной поверхности, служит фрактальная размерность $2 > D_2 < 3$. Если $D_2 < 2,5$, то характеристики случайного поля проявляют персистентность (устойчивость) — сохранение имеющейся тенденции изменения при относительно малом шуме; приращения $\varepsilon(h)$ при этом оказываются положительно коррелированными. Если $D_2 > 2,5$, то приращения отрицательно коррелированы и преобладают мелкомасштабные пространственные флуктуации. Фрактальная размерность D_2 может быть определена по показателю степени структурной функции α как

$$D_2 = 3 - 0,5\alpha; \quad (3)$$

при этом α рассчитывается по углу наклона графика этой функции, построенного в двойных логарифмических координатах.

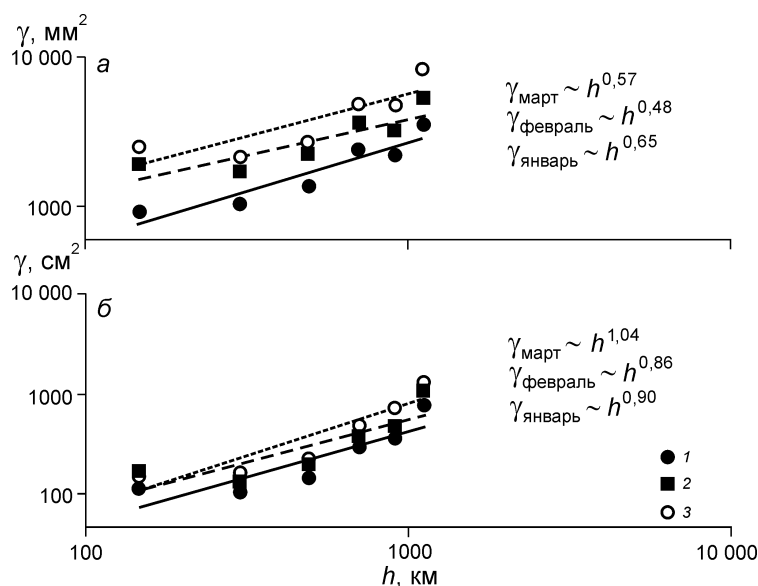


Рис. 1. Эмпирические структурные функции среднемесячных значений снегозапасов (а) и толщины снежного покрова (б), аппроксимированные степенной зависимостью: 1 – январь; 2 – февраль; 3 – март

Fig. 1. Empirical structure functions (semivariograms) of mean monthly SWE values (а) and snow height (б), approximated by power function: 1 – January; 2 – February; 3 – March

В работе [15] обобщены данные о структурных функциях полей снегозапасов на территориях с линейными размерами от 3 до 100 км и показано, что величины фрактальной размерности для этих данных $D_2 = 2,6 \div 2,8$ (т.е. показатель степени α структурной функции варьирует от 0,8 до 0,4). Близкие результаты ($D_2 = 2,66 \div 2,92$) получены в работе [20] для полей максимальных снегозапасов по многолетним данным снегомерных наблюдений в пределах шести регионов площадью от 20 тыс. до 100 тыс. km^2 , расположенных в разных частях Европейской части России и в Восточной Сибири.

На рис. 1 показаны структурные функции среднемесячных (за январь, февраль и март) значений снегозапасов и толщины снега, построенные по многолетним данным снегомерных наблюдений в бассейне Чебоксарского водохранилища. Для обеих характеристик снежного покрова структурные функции аппроксимируются степенными зависимостями, т.е. дисперсия разности этих характеристик в разных точках поля растёт с увеличением расстояния между этими точками на всём диапазоне расстояний в пределах рассматриваемой территории. При этом изменения показателя степени α от месяца к месяцу незначительны: 0,48–0,65 для снегозапасов и 0,86–1,04 для толщины снега. Таким образом, можно предположить, что поля среднемесячных значений характеристик снежного покрова для рассматриваемой территории имеют фрактальную пространственную структуру.

Фрактальная размерность поля снегозапасов, рассчитанная по формуле (3), варьирует в диапазоне $D_2 = 2,76 \div 2,68$, а для поля толщины снежного покрова $D_2 = 2,56 \div 2,48$, т.е. пространственные вариации толщины снежного покрова более устойчивы к сохранению долгопериодных изменений при меньшем случайном шуме. В целом полученные результаты соответствуют высказывавшимся ранее предположениям о фрактальных свойствах полей характеристик снежного покрова в отдельных регионах. Рассмотренная в следующем разделе динамико-стохастическая модель формирования снежного покрова предназначена для описания этих свойств.

Динамико-стохастическая модель с пространственно распределёнными случайными входами: структура и результаты испытаний отдельных компонентов

Детерминистический компонент разработанной динамико-стохастической модели – физико-математическая модель формирования снежного покрова – описан в статье [4]. Модель рассчитывает изменения толщины и плотности снежного покрова от начала его формирования до окончания весеннего снеготаяния с учётом поступления твёрдых и жидких осадков, фазовых переходов в толще снега, задержания талой воды, уплотнения снега под действием собственной массы. В работе [4] показано,

Таблица 1. Значения среднеквадратической погрешности расчёта снегозапасов и толщины снега на территории водосбора Волги за период 1966–2009 гг. (в скобках дана погрешность расчёта в процентах от средних наблюдаемых значений)

Месяцы	Запас воды в снеге, мм		Толщина снега, см	
	среднемесячный	максимальный за месяц	среднемесячная	максимальная за месяц
Январь	3,7 (4)	6,1 (5)	1,5 (4)	1,8 (5)
Февраль	2,9 (2)	3,6 (3)	2,0 (5)	2,1 (5)
Март	5,1 (4)	3,9 (3)	3,0 (7)	1,8 (4)
Среднее	3,9 (4)	4,5 (4)	2,2 (5)	1,9 (4)

что физико-математическая модель позволяет с удовлетворительной точностью рассчитать многолетний ход запасов воды в снеге и толщины снежного покрова с суточным разрешением по данным наблюдений за осадками, температурой и влажностью воздуха в разных физико-географических зонах Европейской территории России. Значения погрешностей расчёта среднемесячных и максимальных за месяц характеристик снежного покрова приведены в табл. 1.

Второй компонент — стохастическая модель метеорологических «входов» (так называемый «стохастический генератор погоды») была усовершенствована по сравнению с точечной моделью [4], которая не учитывала пространственную структуру метеорологических полей. Нами разработан стохастический генератор погоды, предназначенный для моделирования методом Монте-Карло многолетних временных рядов среднесуточных значений температуры и дефицита влажности воздуха, суточных сумм осадков с учётом взаимной временной и пространственной статистической связности перечисленных метеорологических переменных. В основу генератора погоды положен метод пространственных фрагментов, представляющий собой модификацию метода фрагментов Г.Г. Сванидзе [11]. Алгоритм моделирования пространственного распределения суточных сумм осадков, среднесуточных значений температуры и дефицита влажности воздуха заключался в следующем.

Сначала были построены нормализованные поля (пространственные фрагменты) суточных значений метеорологических переменных (среднесуточные значения температуры и дефицита влажности воздуха, суточные суммы осадков) по данным наблюдений за 58 лет (1953–2010 гг.). Пространственные фрагменты строились для каждого года наблюдений путём нормирования наблюдаемых полей метеорологических пере-

менных на их среднее значение по пространству в рассматриваемом году. Например, пространственный фрагмент значений температуры воздуха для каждого года представляет собой матрицу размером $15 \times 365(6)$ (15 — число станций, 365(6) — число дней в году), каждый элемент которой равен значению температуры воздуха за данные сутки на данной станции, делённому на среднюю по всем станциям среднегодовую температуру воздуха. Всего было построено три набора осадков, температуры и влажности воздуха по 58 фрагментам в каждом.

Следующий шаг — моделирование методом Монте-Карло многолетних искусственных последовательностей средних по пространству среднегодовых значений осадков, температуры и влажности воздуха на основе моделей статистически зависимых случайных величин. В результате были смоделированы многолетние ряды среднегодовых значений указанных переменных с учётом их взаимной корреляции. Заключительный шаг алгоритма — расчёт полей среднесуточных значений метеорологических переменных путём умножения смоделированных среднегодовых, средних по площади значений осадков, температуры и влажности воздуха на соответствующий пространственный фрагмент. Фрагмент выбирался из имеющегося созданного ранее набора 58 фрагментов методом латинского гиперкуба (см., например, [3]). Метод пространственных фрагментов — малопараметрический по сравнению с методами, обычно применяемыми в пространственных генераторах погоды и основанными на использовании аналитических пространственных корреляционных функций. Разработанный генератор погоды имеет всего девять параметров, перечисленных в табл. 2. Здесь же даны их оценки с помощью метода моментов по данным многолетних метеорологических наблюдений в рассматриваемом бассейне.

Таблица 2. Параметры стохастического генератора погоды и их значения для водосбора Чебоксарского водохранилища за период 1966–2009 гг.

Название параметра	Значение для рассматриваемой территории
Среднемноголетняя, средняя по площади температура воздуха, °С	4,58
Среднемноголетняя, средняя по площади интенсивность осадков, мм/сут	1,52
Среднемноголетний, средний по площади дефицит влажности воздуха, мб	3,15
Стандартное отклонение средней по площади среднегодовой температуры воздуха, °С	0,99
Стандартное отклонение средней по площади среднегодовой интенсивности осадков, мм/сут	0,18
Стандартное отклонение среднего по площади среднегодового дефицита влажности воздуха, мб	0,69
Коэффициент корреляции среднегодовых, средних по площади осадков и температуры воздуха	0,02
Коэффициент корреляции среднегодовых, средних по площади осадков и дефицита влажности воздуха	–0,51
Коэффициент корреляции среднегодовых, средних по площади температуры и дефицита влажности воздуха	0,29

На основании описанного генератора погоды методом Монте-Карло смоделированы соответствующие современному климату искусственные ряды среднесуточных значений осадков, температуры и влажности воздуха длиной 1000 лет для каждой станции на рассматриваемой территории. (Подчеркнём, что речь не идёт о календарном ряде длиной 1000 лет; смоделированный 1000-летний ряд представляет собой реализацию возможных сценариев погоды, точнее, рядов осадков, температуры и влажности воздуха, статистические характеристики которых близки к наблюдающимся при современном климате). Для проверки качества разработанного генератора погоды сравнивались следующие статистические характеристики, определённые по фактическим и искусственным рядам метеорологических переменных: средние многолетние величины за год, календарный месяц и календарные сутки; стандартные отклонения среднегодовых и среднемесячных величин;

корреляции между среднегодовыми (среднемесячными) значениями на отдельной станции и соответствующими значениями на других станциях; пространственные корреляционные функции значений осадков, температуры и влажности воздуха, осреднённых за разные временные интервалы (год, месяц, сутки).

Результаты сопоставления некоторых из перечисленных статистик для рассматриваемой территории показаны на рис. 2 и 3. В частности, генератор погоды с хорошей точностью воспроизводит безусловные статистики (средние значения и стандартные отклонения) годовых значений моделируемых метеорологических переменных: полученные погрешности оценок указанных статистик оказались меньше выборочной изменчивости оценок, полученных по рядам наблюдений.

На рис. 3 показаны пространственные корреляционные функции среднемесячных значений метеорологических переменных для января – марта. Точность воспроизведения пространственных корреляций температуры воздуха и осадков оказалась для выбранных месяцев удовлетворительной – оценки корреляций, полученные по смоделированным рядам, лежат в пределах 90%-х доверительных интервалов соответствующих оценок по фактическим рядам наблюдений. Погрешности расчёта корреляций среднемесячной влажности воздуха получились выше, чем для температуры воздуха и осадков, но в большинстве случаев не выходят за пределы 95%-х доверительных интервалов оценок корреляций по фактическим рядам наблюдений. Отметим, что пространственные корреляционные функции температуры воздуха и осадков хорошо описываются, как видно из рис. 3, экспоненциальной зависимостью, при этом указанная зависимость не подходит для описания пространственных корреляций дефицита влажности воздуха (см. рис. 3 в, е).

Аналогичные результаты сравнения пространственных корреляционных функций получены для других месяцев и средних значений метеорологических переменных, осреднённых за отдельные сутки. Результаты выполненных экспериментов позволили сделать вывод, что разработанный стохастический генератор погоды позволяет моделировать искусственные ряды среднесуточных значений температуры и дефи-

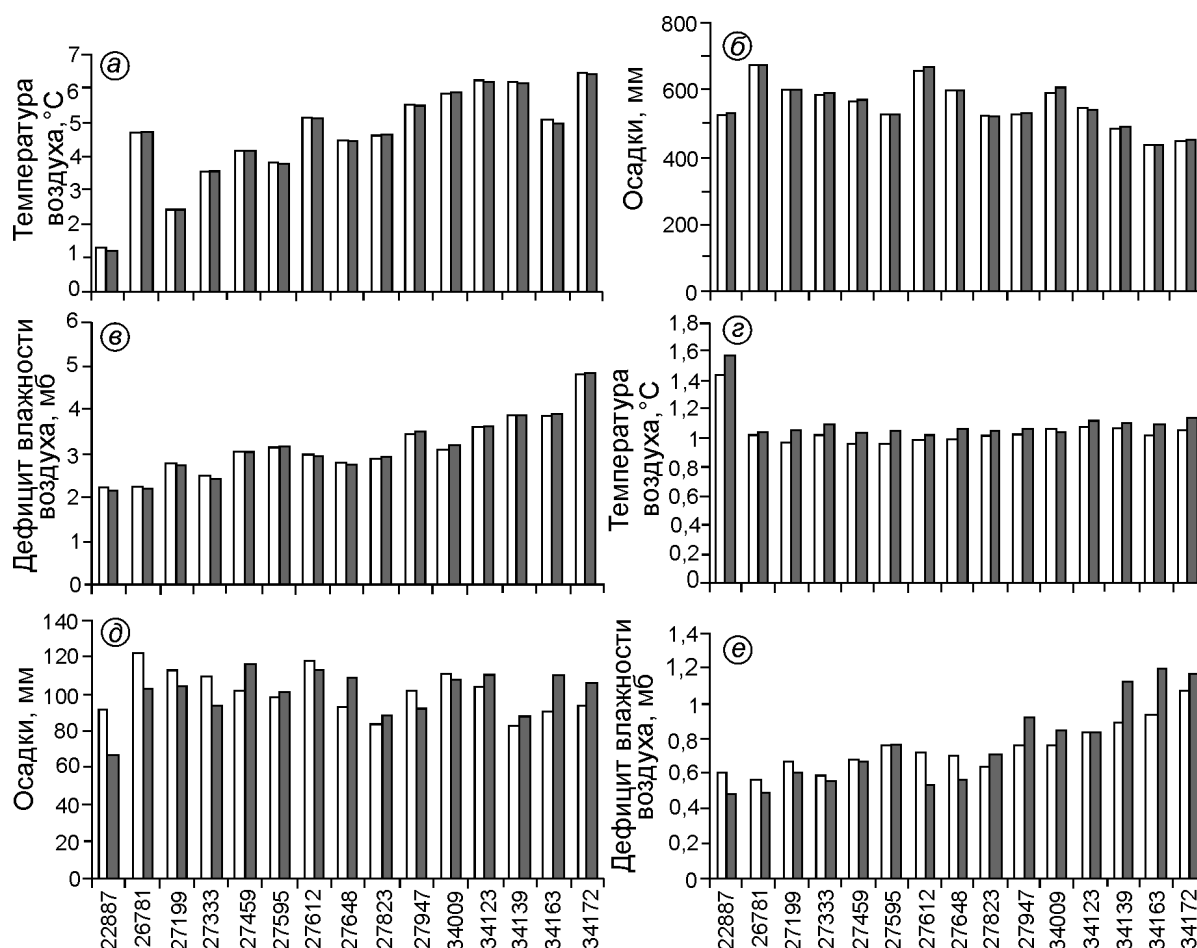


Рис. 2. Средние (а–в) и стандартные отклонения (г–е) годовых значений метеорологических переменных на станциях рассматриваемого района (номера станций – как на рис. 5):

Чёрные столбцы – оценки по рядам наблюдений; белые столбцы – оценки по 1000-летним искусственным рядам

Fig. 2. Mean (a–в) and standard deviation (г–е) of annual meteorological variables' values on the stations under consideration (station numbers as in Fig. 5):

dark columns – estimated by the observed values, white columns – estimated by 1000-year generated time-series

цита влажности воздуха, суточных сумм осадков, статистические характеристики которых (средние, дисперсии, пространственные корреляционные функции) оказались в пределах точности оценок соответствующих характеристик по рядам наблюдений за этими метеорологическими переменными на рассматриваемой территории. Подчеркнём, что этот вывод оказался справедлив для разных временных осреднений искомых переменных – от года до суток. Удовлетворительные результаты проверки стохастического генератора погоды позволяют использовать его для задания пространственно распределённых случайных входов в описанную здесь физико-математическую модель формирования снежного покрова.

Моделирование вероятностной структуры полей характеристик снежного покрова

С помощью динамико-стохастической модели формирования снежного покрова со случайными пространственно распределёнными входами смоделированы соответствующие современному климату ряды среднесуточных значений характеристик снежного покрова (запаса воды в снеге и его толщины) длиной 1000 лет для каждой из 15 станций рассматриваемой территории. Качество моделирования оценивалось с помощью двух проверочных процедур.

Сначала по смоделированным рядам для каждой станции оценивались безусловные средние значения характеристик снежного покрова.

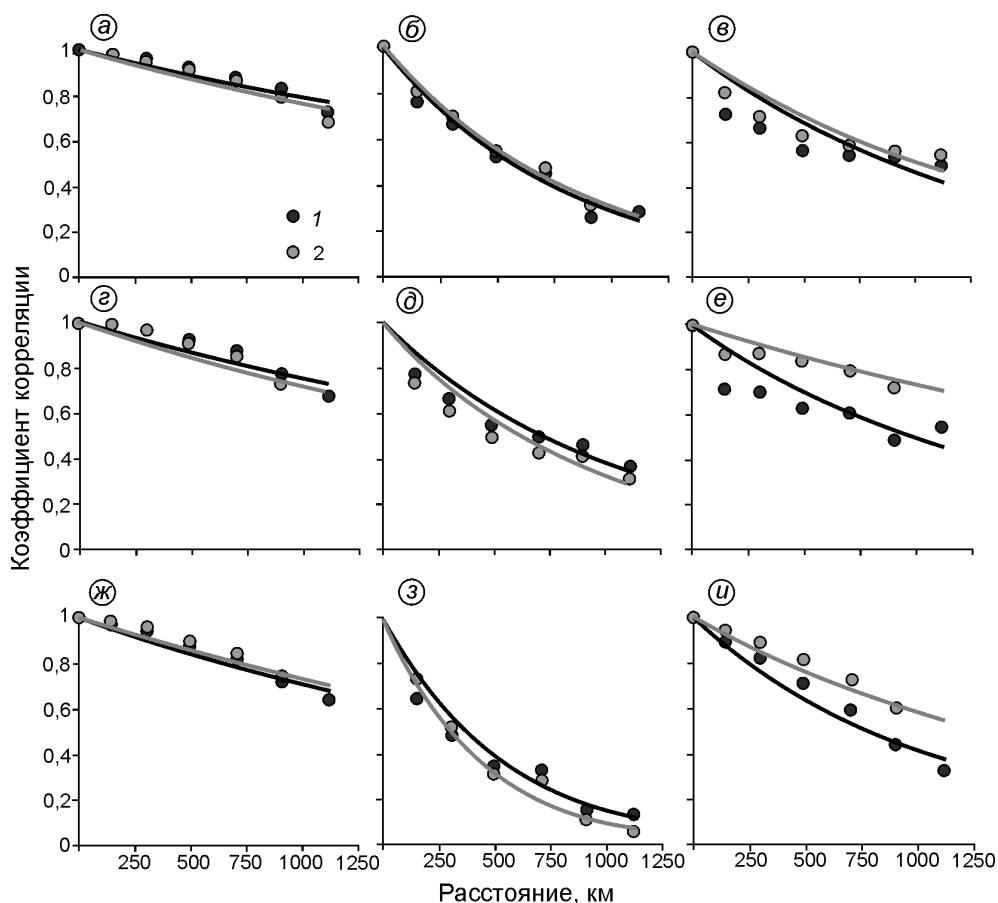


Рис. 3. Пространственные корреляционные функции среднемесячных значений температуры воздуха (левая колонка), осадков (средняя колонка) и дефицита влажности воздуха (правая колонка) за январь (а–е), февраль (з–е) и март (ж–и), определённые по фактическим (1) и рассчитанным (2) данным. Линиями показаны аппроксимирующие экспоненциальные функции.

Fig. 3. Spatial correlation functions of observed (1) and calculated (2) mean monthly values of air temperature (left column), precipitation sum (middle column) and humidity deficit (right column) for January (a–e), February (z–e) and March (ж–и). Lines show power law approximation.

ва, которые сравнивались с соответствующими средними, оценёнными по имеющимся рядам снегомерных наблюдений на этих станциях. Оценивались средние значения среднемесячных и максимальных за месяц характеристик для четырёх месяцев (с декабря по март) устойчивого залегания снежного покрова на рассматриваемой территории. В качестве показателей точности расчётов использовались значения среднеквадратической (СКП) и систематической (СП) погрешностей:

$$\text{СКП} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - S_i^*)^2}; \quad (4)$$

$$\text{СП} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - S_i^*), \quad (5)$$

где S_i – рассчитанное значение характеристики снежного покрова; S_i^* – её фактическое значение; N – число сравниваемых пар значений; чем ближе оба показателя к нулю, тем выше точность расчёта

На рис. 4 показаны значения показателей СКП и СП для средних и максимальных за месяц значений снегозапасов и толщины снега в декабре – марте, осреднённых для всех 15 рассматриваемых станций в бассейне Чебоксарского водохранилища. Среднеквадратическая ошибка расчёта снегозапасов, как средних, так и максимальных, не превышает 11 мм за все рассматриваемые месяцы. Максимальная систематическая погрешность расчёта снегозапасов установлена в декабре – до 7 мм, что составляет почти 20% среднего многолетнего значения снегозапасов в этом месяце. Высокая относительная погрешность обусловлена небольшими значениями снегозапасов в начале зимы. Далее абсолютные погрешности снижаются до $-2 \div 0$ мм и в марте не превышают 3% соответствующих средних значений. Толщина снега моделируется с меньшими погрешностями, величина которых за все месяцы не превышает $-2,5$ см (меньше 10% соответствующих средних значений). Систематическая ошибка расчётов к весенним месяцам снижается до -1 см (-1% сред-

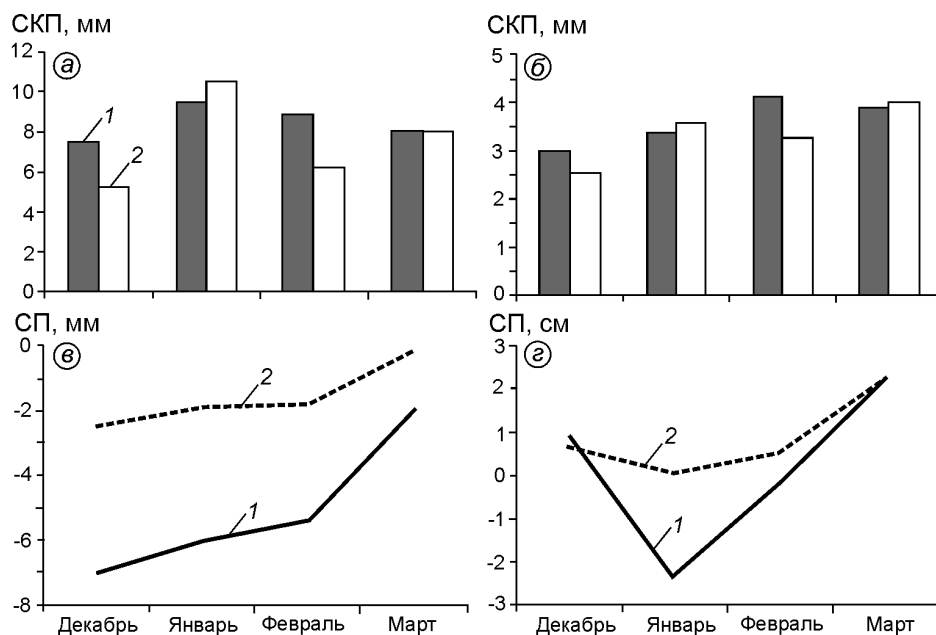


Рис. 4. Значения СКП и СП для средних (1) и максимальных (2) значений запаса воды в снеге (а, в) и толщины снега (б, г)

Fig. 4. RMSE and Bias statistics for mean (1) and maximum (2) values of SWE (a, в) and snow depth (б, г)

него значения) для средней толщины снега и до 2,2 см (7% среднего) для максимальной. Приведённые величины погрешности расчётов в большинстве случаев лежат в пределах точности измерения соответствующей характеристики.

По смоделированным значениям характеристик снежного покрова были построены карты распределения среднесезонных снегозапасов и толщины снега на территории бассейна Чебоксарского водохранилища. На рис. 5 в качестве

примера приведены карты распределения рассчитанных и фактических средних снегозапасов за март. Как видно из рисунка, смоделированное и фактическое поля снегозапасов визуально схожи.

Удовлетворительные результаты воспроизведения стохастическим генератором погоды пространственной корреляционной структуры метеорологических полей (см. предыдущий раздел) дают основания предположить, что с помощью динамико-стохастической модели можно вос-

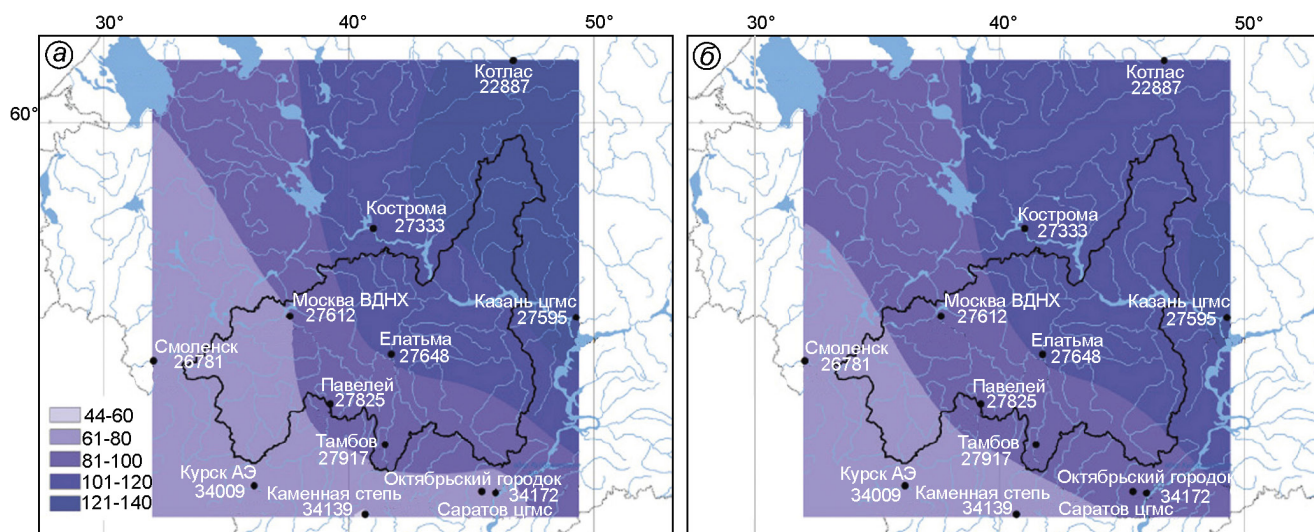


Рис. 5. Сопоставление карт распределения среднесезонных снегозапасов (мм) за март по фактическим (а) и рассчитанным (б) данным в бассейне Чебоксарского водохранилища

Fig. 5. Comparison of SWE (mm) spatial distribution maps in March estimated by observation (a) and calculated (б) data in the Cheboksary reservoir basin

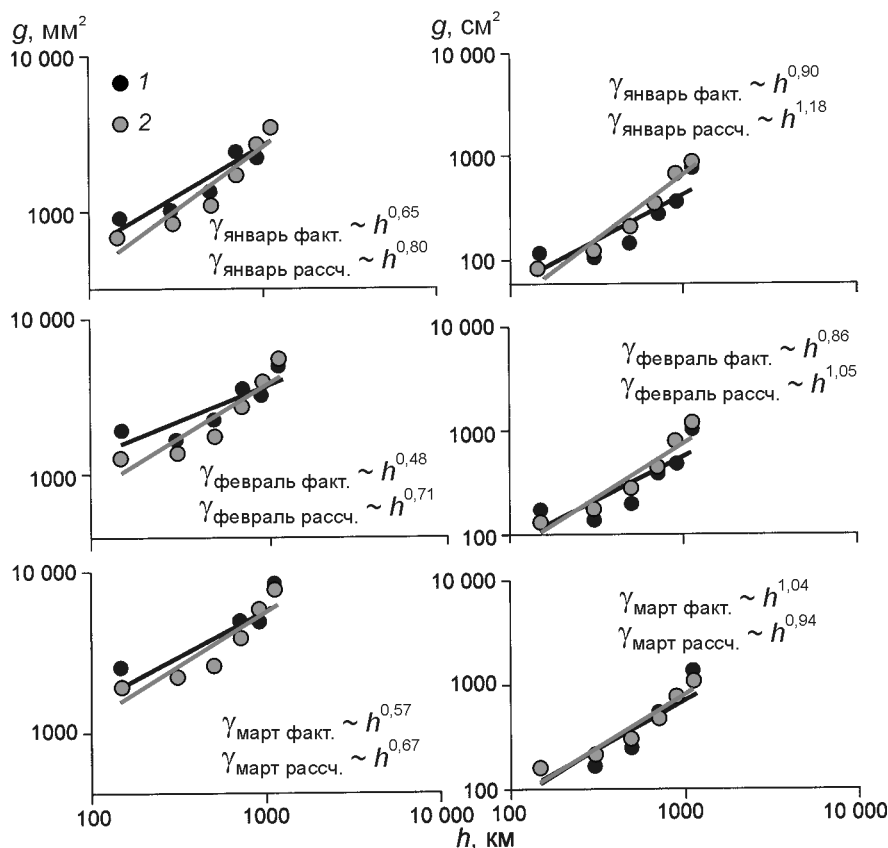


Рис. 6. Структурные функции полей среднемесячных значений снегозапасов (левая колонка) и толщины снега (правая колонка), построенные по фактическим (1) и рассчитанным (2) данным за январь, февраль и март

Fig. 6. Mean monthly SWE (left column) and snow height (right column) structure functions (semivariograms) estimated by observed (1) and calculated (2) data for January, February and March

произвести описанные ранее особенности полей снежного покрова на рассматриваемой территории, в значительной степени определяемые метеорологическими факторами. Чтобы проверить это предположение, мы применили вторую проверочную процедуру, которая состояла в сравнении пространственных структурных функций среднемесячных величин снегозапасов и толщины снега, рассчитанных по данным наблюдений (см. рис. 1), с соответствующими величинами, определёнными по смоделированным рядам характеристик снежного покрова. Результаты сравнения показаны на рис. 6. Как видно из этого рисунка, с помощью разработанной динамико-стохастической модели удалось рассчитать поля искомым характеристик снежного покрова, структурные функции которых близки к функциям фактических полей. И те, и другие хорошо аппроксимируются степенной зависимостью, хотя показатели степени для рассчитанных полей снегозапасов оказались несколько выше соответствующих величин фактических полей, т.е. модель незначительно завышает значимость дальних связей в поле снегозапасов. Структурные

функции полей среднемесячной толщины снежного покрова, воспроизводимые моделью, получились близкими к функциям, построенным по фактическим данным, они также хорошо аппроксимируются степенной зависимостью. Фрактальные размерности рассчитанных полей среднемесячных снегозапасов варьируют в диапазоне $D_2 = 2,67 \div 2,60$, а для поля толщины снежного покрова — $D_2 = 2,53 \div 2,41$, что близко к значениям, полученным по фактическим данным и приведённым во втором разделе настоящей статьи: отклонения равны 0,11 и 0,05 соответственно.

Заключение

Предложена динамико-стохастическая модель формирования снежного покрова с пространственно распределёнными случайными входами, в структуре которой объединены два компонента: а) физико-математическая модель, описывающая физические (детерминистические) механизмы накопления и таяния снега с учётом пространственных особенностей ре-

льефа и растительности и б) стохастический «генератор погоды» — модель, учитывающая пространственно-временную вероятностную структуру метеорологических факторов формирования снежного покрова. Представлены результаты испытания отдельных компонентов разработанной модели по имеющимся данным метеорологических наблюдений в бассейне Чебоксарского водохранилища. Показаны возможности модели для исследования пространственной структуры поля снежного покрова на рассматриваемой территории.

С помощью разработанной динамико-стохастической модели с пространственно распределёнными случайными входами рассчитаны поля характеристик снежного покрова (запаса воды в снеге и толщины снега), вероятностные свойства которых близки к соответствующим свойствам наблюдаемых полей снежного покрова в бассейне Чебоксарского водохранилища. Численные эксперименты показали, что: 1) среднеквадратические погрешности расчёта среднегодовых значений среднемесячных и максимальных за месяц величин запаса воды в снеге и толщины снега составляют в среднем 7 мм и 3 см соответственно. Максимальные среднеквадратические погрешности равны 11 мм и 5 см соответственно; 2) получено удовлетворительное соответствие карт пространственного распределения среднегодовых значений рассчитанных и фактических характеристик снежного покрова, а также соответствие пространственных структурных функций запаса воды в снеге и толщины снега, построенных по рассчитанным и фактическим данным.

На основе анализа данных снегомерных наблюдений показано, что структурные функции полей запаса воды в снеге и толщины снежного покрова на рассматриваемой территории хорошо описываются степенной зависимостью (до расстояний порядка 1000 км), т.е. соответствующие поля могут иметь фрактальную структуру и характеризоваться свойством самоподобия. С помощью динамико-стохастической модели удалось воспроизвести эти особенности полей характеристик снежного покрова. При этом фрактальные размерности рассчитанных полей указанных характеристик оказались близки к соответствующим размерностям полей, оценённым по данным снегомерных наблюдений: для полей фактиче-

ских и рассчитанных снегозапасов фрактальные размерности варьируют в диапазоне 2,76–2,68 и 2,67–2,60 соответственно, а для полей толщины снежного покрова эти диапазоны составляют 2,56–2,48 и 2,53–2,41 соответственно.

Разработан стохастический генератор погоды, позволяющий моделировать методом Монте-Карло искусственные ряды среднесуточных значений температуры и дефицита влажности воздуха, суточных сумм осадков, статистические характеристики которых (средние, дисперсии, пространственные корреляционные функции) близки к соответствующим характеристикам, определённым по рядам наблюдений за этими метеорологическими переменными на рассматриваемой территории. Близкое соответствие получено для разных временных осреднений рассчитанных и фактических метеорологических переменных — от года до суток.

Работа выполнена в рамках программы № 12 фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН «Процессы в атмосфере и криосфере как фактор изменений окружающей среды».

Литература

1. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н. Снежный покров на территории России и его пространственные и временные изменения за период 1966–2010 гг. // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2011. Т. 24. С. 211–227.
2. Гандин Л.С., Каган Р.Л. О точности определения средней высоты снежного покрова по дискретным данным // Тр. ГГО. 1962. Вып. 130. С. 3–10.
3. Гельфан А.Н. Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. М.: Наука, 2007. 294 с.
4. Гельфан А.Н., Морейдо В.М. Динамико-стохастическое моделирование формирования снежного покрова на Европейской территории России // Лёд и Снег. 2014. № 2 (126). С. 44–52.
5. Копанев И.Д. Методы изучения снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 226 с.
6. Кислов А.В., Китаев Л.М., Константинов И.С. Статистическая структура крупномасштабных особенностей поля снежного покрова // Метеорология и гидрология. 2001. № 8. С. 98–104.
7. Кренке А.Н., Китаев Д.М., Турков Д.В. Изменения снежного покрова и их климатическая роль // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 1. С. 39–46.

8. Лайхтман Д.Л., Каган Р.Л. Некоторые вопросы рационализации снегосъемок // Тр. ГГО. 1960. Вып. 108. С. 3–18.
9. Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М.: Мир, 1968. 408 с.
10. Разуваев В.Н., Шакирзянов Р.И. Изменения в методиках наблюдений за состоянием снежного покрова на территории Российской Федерации // Тр. ВНИИГМИ-МЦД. 2000. Вып. 167. С. 41–51.
11. Сванидзе Г.Г. Математическое моделирование гидрологических рядов. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 311 с.
12. Федер Е. Фракталы. М.: Мир, 1991. 261 с.
13. Чемеренко Е.П. Статистические характеристики поля высоты снежного покрова // Тр. Гидрометцентра. 1968. Вып. 25. С. 63–74.
14. Шутов В.А. Распределение запасов воды в снежном покрове на водосборах лесной зоны // Метеорология и гидрология. 1994. № 9. С. 85–92.
15. Blöschl G. Scaling issues in snow hydrology // Hydrological Processes. 1999. V. 13. Iss. 14–15. P. 2149–2175.
16. Blöschl G., Kirnbauer R. An analysis of snow cover patterns in a small alpine catchment // Hydrological Processes. 1992. V. 6. P. 99–109.
17. Cline D.W., Bales R.C., Dozier J. Estimation the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling // Water Resources Research. 1998. V. 34. P. 1275–1285.
18. Kitaev L., Kislov A., Krenke A., Razuvaev V., Martuganov R., Konstantinov I. The snow cover characteristics of Northern Eurasia and their relationship to climatic parameters // Boreal Environment Research. 2002. V. 7. P. 437–445.
19. Krenke A., Kitaev L., Kadomtseva T., Barry R.G., Haggerty C. Interannual variations of the snow cover distribution over the Northern Eurasia in relation to the climate changes // Second Intern. Conf. on Climate and Water / Ed. by R. Lemmelä and N. Helenius. Helsinki, Edita, Espoo, Finland, 1998. P. 1165–1171.
20. Kuchment L.S., Gelfan A.N. Statistical self-similarity of spatial variations of snow cover: verification of the hypothesis and application in the snowmelt runoff generation models // Hydrological Processes. 2001. V. 15 (18). P. 3343–3355.
21. Rozenthal W., Dozier J. Automated mapping of mountain snow cover at subpixel resolution from the Landsat Thematic Mapper // Water Resources Research. 1996. V. 32. P. 115–130.
22. Shook K., Gray D.M. Small-scale spatial structure of shallow snowcover // Hydrological Processes. 1996. V. 10. P. 1283–1292.

Summary

Formation of snow cover on plains is rather complicated process leading to a significant variability of the snow field characteristics within a wide spatial scale range. Micro- and meso-scale irregularities are overlapped with smoother macro-scale changes of snow cover caused by geographic and climatic zonality and can appear on plains at distances from tens and hundreds to thousand kilometers. The purpose of this study was to develop a spatially distributed dynamic-stochastic model that was tested on a case study on the Cheboksary reservoir watershed (area of 376 500 km²) located on the Middle Volga river. Observational data on weather and snow cover from 15 meteorological stations located within and around the watershed boundaries were taken from available data bases of RIHMI-WDC (Russian Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center). Structural functions (semivariograms) of snow water equivalent (SWE) and the snow thickness height (H) were obtained from the observational data and then approximated by power functions to demonstrate the fractal structure of snow field characteristics. The dynamic-stochastic model consists of a physically-based snow cover model and stochastic generator of meteorological fields. The first one makes possible to calculate with adequate accuracy long-term variations of daily SWE and H values from data of meteorological observations in different geographical zones of the European Russia.

The second is used to model by the Monte-Carlo method climatic time series of mean daily values of air temperature, humidity, and daily precipitation sums with account for mutual spatial and temporal relations between these variables. The generator is based on modified method of fragments by G.G. Svanidze. 1000 realizations of possible diurnal courses of SWE and H were calculated by means of the dynamic-stochastic model. The results allowed estimating spatial characteristics of snow cover and comparing them with the observed data. Structural functions of SWE and H obtained by the calculations demonstrated good correspondence with the observed ones.

УДК 551.578.42

Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений

© 2015 г. В.В. Попова, П.А. Морозова, Т.Б. Титкова, В.А. Семенов, Е.А. Черенкова, А.В. Ширяева, Л.М. Китаев

Институт географии РАН, Москва
valeria_popova@mail.ru

Regional features of present winter snow accumulation variability in the North Eurasia from data of observations, reanalysis and satellites

V.V. Popova, P.A. Morozova, T.B. Titkova, V.A. Semenov, E.A. Cherenkova, A.V. Shiryayeva, L.M. Kitaev

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow

Статья принята к печати 26 июля 2015 г.

Водный эквивалент снега, наблюдения, реанализ, региональная структура, Северная Евразия, современные изменения климата, спутниковые данные, толщина снежного покрова.

North Eurasia, observations, reanalysis, current climate changes, regional structure, space data, snow depth, snow water equivalent.

Рассматриваются данные о зимней аккумуляции снега на территории России из разных источников: наземных наблюдений за толщиной снежного покрова на метеостанциях; водного эквивалента снега по данным маршрутной съёмки, а также реанализа и спутниковых измерений. Выделено три крупных района, отличающихся по характеру колебаний толщины снега и их многолетним тенденциям. Сравнение этих трендов, полученных по данным реанализа и спутниковых измерений, указывает на их существенные расхождения с данными наблюдений.

The paper presents data on winter snow accumulation on the Russian territory obtained from different sources: ground measurements of snow depth on meteorological stations, water snow equivalent calculated from data of route surveys, reanalysis, and satellite observations. Three large regions were isolated which are distinguished by characters of the snow depth fluctuations and their long-term tendencies. Comparison of the trends calculated from data of reanalysis and satellite measurements demonstrated essential disagreement of them with data of *in situ* observations.

Введение

Согласно данным инструментальных наблюдений, темпы роста приземной температуры, как глобальной, так и над Евразией, существенно замедлились в начале XXI в. [3]. Такое замедление на фоне растущих эмиссий парниковых газов в атмосферу не воспроизводится в целом климатическими моделями, что указывает на возможную роль внутренних естественных колебаний климата [8, 28]. На территории Северной Евразии вместе с замедлением темпов роста средней по региону температуры в начале XXI в. (рис. 1) отмечается рост повторяемости аномально холодных зим относительно тёплого предшествующего периода конца XX в., связанного с положительной фазой Северо-Атлантического колебания (NAO) [28]. Причины таких аномалий, как показано в ряде исследований [5, 8, 23], могут быть связаны с сокращением площади арктических морских льдов и повышением температуры поверхности океана на севере Атлантики.

Чувствительность снежного покрова Северной Евразии к процессу глобального потепления достаточно хорошо изучена [2–4, 13–15]. Уста-

новлено, что характеристики снежного покрова могут изменяться неоднозначно. Так, сокращение площади снежного покрова на континенте [13, 15], которое наблюдается, как правило, у западных и южных границ его распространения [7], сопровождается увеличением зимней аккумуляции снега в высоких широтах на значительной территории [2, 11, 17, 25]. На северо-востоке Европы и на севере Сибири рост толщины снежного покрова с начала 1970-х годов связан с теми же циркуляционными механизмами, что и зимние положительные аномалии температуры [8, 26]. В первую очередь — это Северо-Атлантическое колебание, с положительными аномалиями которого с начала 1970-х до середины 1990-х годов (см. рис. 1) было связано усиление западного зонального переноса в атмосфере, сопровождающееся тёплыми и снежными зимами в высоких широтах Европейской территории России (ЕТР) и Сибири. Со второй половины 1990-х годов отмечаются уменьшение межгодовой изменчивости индекса NAO и смена знака его тренда (см. рис. 1), которые указывают на смену режима крупномасштабной циркуляции. Именно с ней связаны приостановка роста зим-

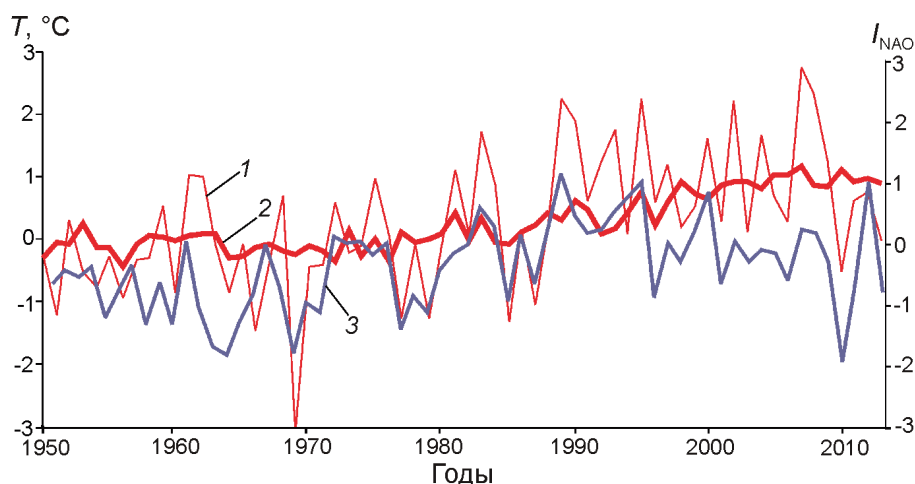


Рис. 1. Изменения приземной температуры на севере Евразии (1) и в Северном полушарии (по данным CRUTEM 4, www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature) (2) и индекса NAO (3) (по данным Northern Hemisphere Teleconnection Patterns, www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc) в 1950–2013 гг., зима (декабрь–март)

Fig. 1. Variation of surface air temperature over the North Eurasia (1) and Northern Hemisphere (CRUTEM 4, www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature) (2) and NAO index (3) (Northern Hemisphere Teleconnection Patterns, www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc) in 1950–2013, winter (December–March)

ней температуры на севере Евразии в 2000-х годах и даже формирование её отрицательного тренда в начале 2010-х годов, что, очевидно, должно проявляться в тенденциях снегонакопления.

Гидрометеослужба России предоставляет данные наиболее продолжительных регулярных наблюдений за снежным покровом, которые, кроме срочных наблюдений на метеостанциях, содержат данные маршрутных снегомерных съёмов для оценки снеготолщин [23]. Сеть этих наблюдений распространяется на большую часть Северной Евразии. Многолетние ряды различных параметров снежного покрова, полученные с помощью этой сети, анализировались многими исследователями [3, 13–15, 17, 31 и др.]. Оценки трендов, выполненные по 18 климатическим районам [17] в целом за 1966–2010 гг., показали, что максимальная толщина снежного покрова почти на всей территории России, за исключением Северо-Востока, Забайкалья и запада ЕТР, увеличивалась со скоростью около 4% за десятилетие. Рассмотренный 45-летний период с точки зрения климатических изменений неоднороден, о чём свидетельствуют отмеченные ранее изменения тенденций температуры и крупномасштабной атмосферной циркуляции с середины 1990-х годов. Кроме того, пространственные закономерности изменчивости толщины снега существенно отличаются от распределения сред-

них климатических показателей. Для получения надёжных оценок отклика снежной аккумуляции на глобальные климатические изменения необходим учёт пространственно-временных закономерностей её колебаний, в частности выявление границ их естественных районов. Чтобы оценить неопределённости тенденций изменения характеристик снежного покрова и валидацию косвенных данных важно сделать сравнительные оценки трендов толщины снежного покрова и снеготолщин (водный эквивалент снега, ВЭС), как двух разных показателей водообеспеченности территорий за счёт зимней аккумуляции снега, получаемых из независимых источников.

В силу известных ограничений, данных наземных измерений ВЭС не всегда достаточно для получения достоверной картины его распределения и изменения в труднодоступных районах. Возможности восполнения этих ограничений данными реанализа и спутниковых измерений обсуждаются достаточно давно [1, 10, 12, 16, 18, 19 и др.]. Перспективность применения данных дистанционного зондирования снежного покрова не оставляет сомнения и связана прежде всего с их широким пространственным охватом и высоким разрешением, хотя остаётся достаточно много нерешённых проблем, связанных в основном с влиянием растительности и состоянием снежного покрова [19].

Сравнение результатов моделирования толщины снега с данными наземных измерений на территории Центрального Черноземного района показало их удовлетворительное совпадение [1]. Например, при использовании алгоритма комбинирования данных, полученных с помощью радиометров MODIS и AMSR-E в оптическом и микроволновом диапазонах [27], достигнуто согласование спутниковых и наземных данных наблюдения за снежным покровом в 87% случаев.

Несмотря на большое число различных реанализов (данных, реконструированных прогнозными моделями погоды с использованием ассимиляции данных наблюдений) и их постоянное совершенствование, наиболее проблемными характеристиками остаются осадки и параметры снежного покрова. Сравнению результатов реанализов с данными инструментальных наблюдений посвящено немало исследований. При этом в качестве критерия, как правило, рассматривается линейная корреляция с данными наблюдений [10, 23], хотя даже её максимальные значения в отдельных точках (которые пока не превышают 0,7) не гарантируют воспроизведения трендов снегозапасов и их пространственного распределения. Для получения надёжных выводов об адекватном отражении изменчивости снегозапасов реанализом и спутниковыми измерениями необходим анализ воспроизведения ими пространственной структуры этой изменчивости и выявляемых по данным наземных наблюдений продолжительных тенденций.

Данные и методы

В статье рассматриваются данные о толщине снежного покрова, полученные по наблюдениям на метеостанциях, а также данные водного эквивалента снега (ВЭС) из разных источников: наземных наблюдений, реанализа и спутниковых измерений. Перечисленные параметры анализировались в основном для марта, так как в многолетнем среднем рост снежной аккумуляции в этом месяце ещё продолжается на значительной

части территории России, а разрушение снежного покрова не наблюдается севернее 50° с.ш. [6]. Многолетние ряды толщины снежного покрова, максимального для марта и зимы в целом, для 600 станций по территории России за 1950–2013 гг. из архива ВНИИГМИ-МЦД, которые использовались в данной работе, имеют достаточно много пропусков. Поэтому после проведения контроля качества они были интерполированы в регулярную сетку 5° × 5° (методом Kriging в программе Surfer¹). Указанное разрешение примерно соответствует среднему расстоянию между метеостанциями и позволяет проследить региональные закономерности изменений снежной аккумуляции в масштабе субконтинента.

Для выявления региональной структуры аккумуляции снега данные о максимальной толщине снежного покрова для зимы в целом и для марта изучались путём разложения на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ), которое велось с применением пакета программ STATISTICA². На основе анализа ЭОФ¹ и ЭОФ² выделены районы, однородные по характеру колебаний исследуемого параметра. Затем для получения оценок связи снежной аккумуляции с современным глобальным потеплением и вариациями крупномасштабной циркуляции рассчитывался средний многолетний ход толщины снега в выделенных районах и выполнялся корреляционный анализ с использованием пошаговой множественной регрессии. Применялись данные о циркуляционных индексах из архива Northern Hemisphere Teleconnection Patterns³ и температуре приземного воздуха CRUTEM⁴ для территории 40–75° с.ш. и 20–180° в.д. за 1950–2013 гг.

Данные маршрутной снегосъёмки о водном эквиваленте снега на вторую декаду марта из архива ВНИИГМИ-МЦД за 1966–2011 гг. также были интерполированы в регулярную сетку 5° × 5°. Этой процедуре предшествовало формирование единого массива данных о ВЭС путём приведения данных полевых маршрутов к данным измерений в лесу. Такая процедура логична для исследования многолетних колеба-

¹www.goldensoftware.com/newsletter/issue71-surfer-gridding-methods-part1

²STATISTICA, version 6. www.statsoft.com

³www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc

⁴www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature

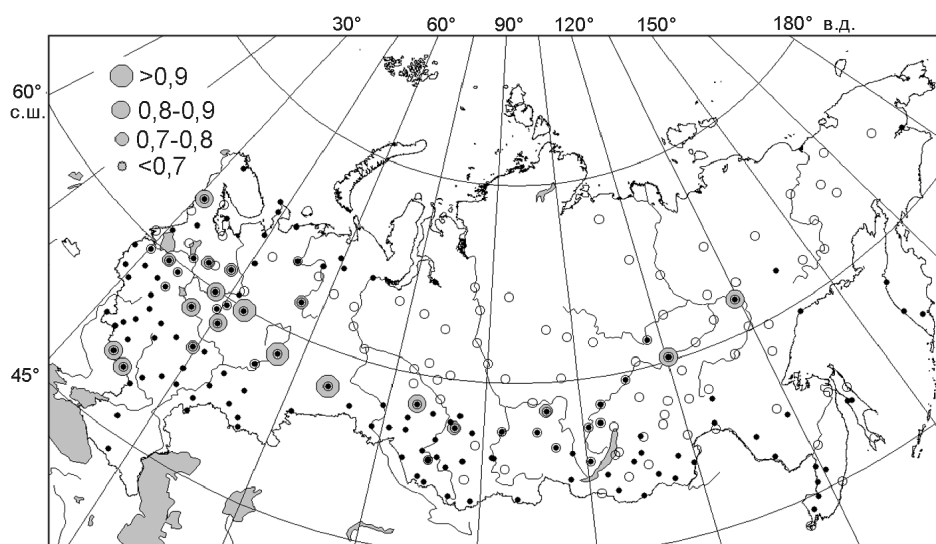


Рис. 2. Коэффициенты корреляции между многолетними колебаниями водного эквивалента снега по данным полевых и лесных маршрутов в 1966–2011 гг. (кружки с серой заливкой, см. легенду).

Кружки без заливки и точки обозначают положение станций с данными лесных и полевых маршрутов соответственно

Fig. 2. Correlation coefficients between inter-annual variation of SWE on the base of field and forest routs in 1966–2011 (indicated by brown circles).

Empty circles and points indicate location of the stations with data of field and forest routs, correspondingly

ний, поскольку разница между аномалиями ВЭС (связанная главным образом с его частичным перехватом в лесу, а также с ветровым перераспределением и более ранним весенним таянием в поле) в среднем мало зависит от факторов временной изменчивости и, следовательно, сохраняется в долевым соотношении. Это подтверждается достаточно высокой корреляцией между рядами ВЭС, полученными по полевым и лесным маршрутам на 22 станциях, где проводятся оба вида съёмки (рис. 2). Только для трёх таких станций, расположенных в условиях сложного рельефа, отмечаются коэффициенты корреляции ниже 0,7, а для большинства из них корреляция выше 0,8. Это позволило установить регрессионную зависимость между рядами полевых и лесных маршрутов и найти переходной коэффициент, в среднем составляющий 0,79. Применение этого коэффициента ($ВЭС_{лес} = 0,79ВЭС_{поле}$) позволило получить комбинированный массив, включающий в себя 217 станций.

Выбор реанализа ERA-Interim, данные которого рассматривались в настоящей работе, основывался на результатах ряда исследований, согласно которым указанный реанализ — наилуч-

ший для представления снежного покрова Евразии. ERA-Interim — последний реанализ Европейского центра среднесрочных прогнозов, он был создан на смену ERA-40, данные которого заканчиваются 2002 г. ERA-Interim имеет более высокое пространственное разрешение по сравнению с ERA-40 и регулярно пополняется текущими оперативными данными [12]. В работах [13, 16, 22] показано, что ERA-Interim лучше других реанализов отображает данные по толщине, плотности и водному эквиваленту снега, а также продолжительности залегания снежного покрова. Несмотря на то, что некоторые проблемы, обнаруженные ранее в продукции предыдущего реанализа, были устранены [16], выполненный в настоящей работе контроль качества выявил локальные «выбросы» в нескольких узлах на 60° с.ш. (95°, 100°, 105°, 110°, 145° в.д.), которые были расценены как ошибки и подверглись отбраковке.

Для оценки изменений ВЭС по спутниковым наблюдениям использовались данные Национального центра обработки данных снега и льда (NSIDC). Массив представляет собой глобальные ежемесячные данные водного эквивалента снега (мм) для Северного полушария⁵, которые

⁵http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0271_ease_grid_swe_climatology.gd.html

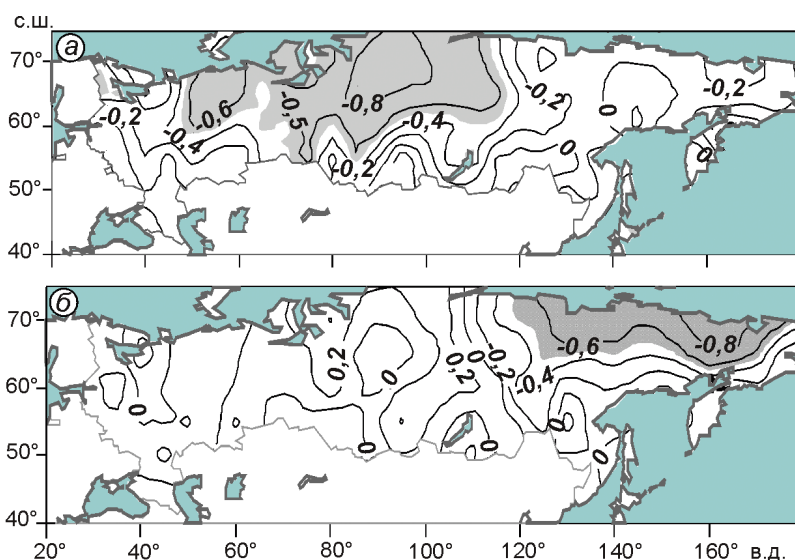


Рис. 3. Поля ЭОФ1 (а) и ЭОФ2 (б) колебаний максимальной за зиму толщины снежного покрова за 1950–2013 гг.

Изолиниями показаны коэффициенты корреляции между толщиной снежного покрова и ГК1 (а) и ГК2 (б). Заливкой обозначены области коэффициентов корреляции $\leq -0,5$

Fig. 3. Patterns of (a) EOF1 and (b) EOF2 of winter maximum snow depth variation in 1950–2013.

Correlation coefficients between maximum snow depth and PC1 (a) and PC2 (b) are shown by isolines. Gray fill indicates areas of the correlation coefficients $\leq -0,5$

охватывают период с ноября 1978 по май 2007 г. и имеют разрешение по сетке 25×25 км. Данные получены с платформы спутника Nimbus-7 NOAA Polar Orbiting Environmental Satellites (POES). Сканирование ВЭС снега происходило по многоканальному микроволновому радиометру SMMR и отдельным специальным датчикам SSM/I. Для всех данных ВЭС, включая наземные наблюдения, реанализ и спутниковые измерения, рассмотрены периоды 1979–1995, 1996–2011, а также 1996–2007 гг., поскольку архив спутниковых данных ограничивался 2007 г. Эти периоды соответствуют периодам положительного и отрицательного тренда NAO (см. рис. 1). Для указанных периодов рассчитывались средние значения водного эквивалента (мм) и среднеквадратическое отклонение за 1979–2011 (2007) гг., а также коэффициенты линейного тренда (% за 10 лет) за 1979–1995 и 1996–2011 (2007) гг.

При анализе связи аккумуляции снега с крупномасштабной атмосферной циркуляцией использовались циркуляционные индексы по версии Northern Hemisphere Teleconnection Patterns⁶. Кроме связи с хорошо известными ин-

дексами NAO и PNA (Pacific-North America – Тихоокеанский-Североамериканский), установлена связь с индексом Scand (Скандинавский), который отражает колебания блокировки зонального переноса над Северной Евразией с характерным очагом высокого давления с центром над Скандинавией.

Результаты

Пространственные и временные особенности распределения снежной аккумуляции на севере Евразии тесно связаны с теми атмосферными процессами, которые определяют современные изменения приземной температуры [26]. Основные закономерности региональной и частотно-временной структуры толщины снежного покрова иллюстрируют поля ЭОФ1 и ЭОФ2 (рис. 3). ЭОФ1 описывает 19% общей дисперсии, ЭОФ2 – 11%. Соответствующие главные компоненты ГК1 и ГК2 объясняют соответственно около 80 и 10% изменчивости средней толщины снежного покрова по исследу-

⁶www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc

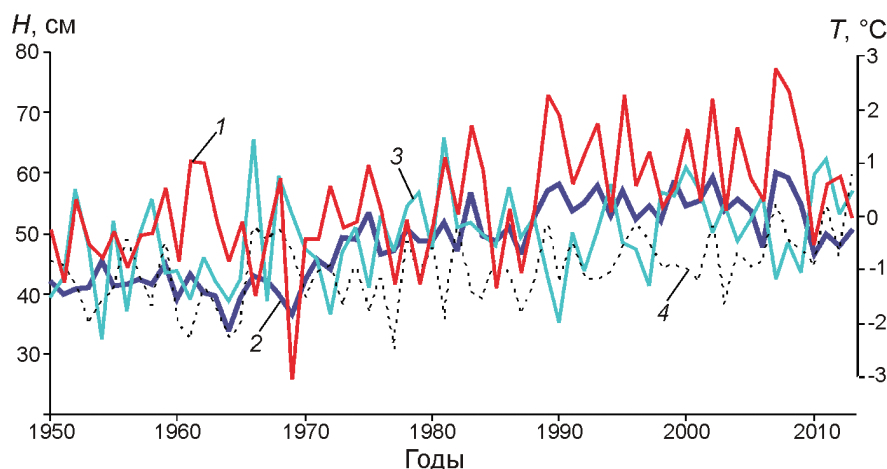


Рис. 4. Изменения температуры приземного воздуха (шкала справа) в среднем по территории Северной Евразии ($40\text{--}75^\circ$ с.ш., $20\text{--}180^\circ$ в.д.) за декабрь–март (1) и толщину снежного покрова (шкала слева) в марте севернее 55° с.ш. в среднем по секторам $45\text{--}120^\circ$ в.д. (2), $30\text{--}45^\circ$ в.д. (3), $120\text{--}180^\circ$ в.д. (4)

Fig. 4. Variation of surface air over the North Eurasia (and $(40\text{--}75^\circ$ с.ш., $20\text{--}180^\circ$ в.д.) averaged for December–March (1), right scale, and March maximum snow depth to the North of 55° N in average for the sectors $45\text{--}120^\circ$ E (2), $30\text{--}45^\circ$ E (3), $120\text{--}180^\circ$ E (4), left scale

емой территории. Наиболее чётко региональные закономерности, описываемые ЭОФ1 и ЭОФ2, проявляются для максимальной за зиму толщины снега, но сохраняются для этого параметра и за март. Экстремумы ЭОФ1 и ЭОФ2 практически делят территорию севернее 55° с.ш. на три сектора: центральный ($50\text{--}120^\circ$ в.д.), северо-восточный ($120\text{--}180^\circ$ в.д.), а также северо-западный ($30\text{--}45^\circ$ в.д.), который недостаточно чётко выявляется анализом ЭОФ, что связано с его ограниченностью с запада. Осреднение толщины снежного покрова в марте по выделенным секторам позволяет определить основные тенденции этого параметра на исследуемой территории и его связь с современными изменениями глобального климата, в частности с ходом зимней температуры на севере Евразии (рис. 4). Отметим, что корреляция между рядами толщины снежного покрова, осреднёнными по указанным секторам, отсутствует.

Центральный сектор выделяется наибольшим трендом (17 см за 64 года) и тесной связью со средней по Северной Евразии зимней (декабрь–март) температурой воздуха (корреляция 0,73). Отметим, что связь с температурой отсутствует до 1970-х годов, а в 1971–2013 гг. она достигает 0,82, что хорошо видно на рис. 4. Наблюдаемые в западном и восточном секторах тренды (8–9 см за 64 года) почти в два раза мень-

ше по сравнению с центральным, а корреляция с температурой отсутствует. При этом на фоне общего роста снегонакопления на западе ЕТР ($30\text{--}45^\circ$ в.д.) межгодовые вариации, как правило, находятся в противофазе с его колебаниями в центральном секторе и с температурой. Несмотря на удалённость от ЕТР, обращает на себя внимание чередование периодов синхронной и асинхронной связи между снегонакоплением на западе ЕТР и северо-востоке. Вероятно, эти особенности изменений толщины снежного покрова в трёх выделенных районах и их реакция на потепление связаны с определёнными механизмами крупномасштабной циркуляции и их вариациями в течение рассматриваемого периода.

Анализ по методу множественной пошаговой регрессии (табл. 1), выполненный для 1976–2013 гг., указывает на существенный вклад NAO и Scand в колебания снежной аккумуляции в центральном секторе. Общий их вклад составляет 58% (33% принадлежит NAO в январе, 16 и 9% – Scand соответственно в феврале и январе). В западном и северо-восточном секторах связь с макромасштабной циркуляцией проявляется гораздо слабее: в обоих случаях она установлена только для PNA. На северо-востоке колебаниями этого индекса можно объяснить 33% изменчивости толщины снежного покрова (в противофазе). Связь толщины снега на Евро-

Таблица 1. Оценки связи максимальной толщины снежного покрова в марте в трёх секторах на севере Евразии с индексами ведущих мод крупномасштабной атмосферной циркуляции во внетропических широтах Северного полушария по результатам пошаговой множественной регрессии за 1976–2013 гг.

Индекс	R накопленный	R^2 , %		p
		накопленная	индивидуальная	
$30-45^\circ$ в.д.				
$PNA_{\text{март}}$	0,44	20	20	0,01
$45-120^\circ$ в.д.				
$NAO_{\text{январь}}$	0,57	33	33	0,00
$Scand_{\text{февраль}}$	0,70	49	16	0,00
$Scand_{\text{январь}}$	0,76	58	9	0,02
$120-180^\circ$ в.д.				
$PNA_{\text{январь}}$	0,48	23	23	0,00
$PNA_{\text{март}}$	0,57	33	10	0,00

пейской территории России с PNA (достаточно слабая – общая изменчивость чуть выше 20%), по-видимому, может быть обусловлена волновыми механизмами, связанными с распространением волновых возмущений из тихоокеанского региона [24].

Изменение в тенденции глобальной температуры [4] на севере Евразии наблюдается примерно с середины 1990-х годов. Многие исследователи связывают такие изменения с ослаблением зональной циркуляции и усилением межширотного обмена [20, 30]. Принимая во внимание тесную связь аккумуляции снега на большей части Сибири и северо-востоке ЕТР с индексами NAO и Scand, описывающими усиление/ослабление зонального переноса и межширотного обмена, можно предположить, что эти изменения крупномасштабной циркуляции проявляются и в тенденциях изменений таких параметров снежного покрова, как его толщина и снегозапас (или ВЭС).

Чтобы выявить эти тенденции, рассмотрим распределение трендов толщины снежного покрова на территории России в период резкого потепления в 1979–1995 гг. и в период 1996–2013 гг., когда в ходе температуры приземного воздуха в среднем по Северной Евразии (за декабрь–март) и индекса NAO наметился слабый отрицательный тренд (рис. 5). Достаточно чётко проявляется смена тенденций на рубеже середины 1990-х годов: увеличение толщины снега на севере Сибири и северо-востоке ЕТР с 10 до 40 см (до 40–50% нормы за 1979–2013 гг.) и такое же её уменьшение на западе

ЕТР с середины 1990-х годов сменяются противоположными тенденциями. Хотя уменьшение толщины снега в 1996–2013 гг. на севере Сибири и северо-востоке ЕТР не столь существенное по сравнению с её ростом в предшествующие 17 лет, в общих чертах территориальное распределение показанных на рис. 5 тенденций соответствует структуре, установленной для периода 1950–2013 гг. (см. рис. 3 и 4). Этот вывод важен для оценки наблюдаемых тенденций с точки зрения основных закономерностей колебаний аккумуляции снега, обусловленных усилением/ослаблением зонального переноса и межширотного обмена.

Эти закономерности хорошо заметны и в тенденциях водного эквивалента снега по данным наземной маршрутной съёмки (рис. 6, а, б), несмотря на более короткие ряды (1979–2011 гг.). В 1979–1995 гг. разнонаправленные тенденции на севере Сибири и западе ЕТР проявлены более отчётливо, чем в 1996–2011 гг., хотя рост ВЭС (по отношению к норме за 1979–2011 гг.) на северо-востоке ЕТР не столь существенный, как в случае толщины снега. В 1996–2011 гг. область роста ВЭС на западе ЕТР практически совпадает с областью тренда толщины снега как по расположению, так и по интенсивности. На крайнем севере ВЭС, в отличие от толщины снега, после 1995 г. сохраняет некоторый рост, что, возможно, связано с разницей в длине рассматриваемых периодов (1996–2011 и 1996–2013 гг.) для ВЭС. Отчасти с этим могут быть связаны и расхождения между тенденциями ВЭС и толщины снега после 1995 г. в горных районах Алтая и Прибай-

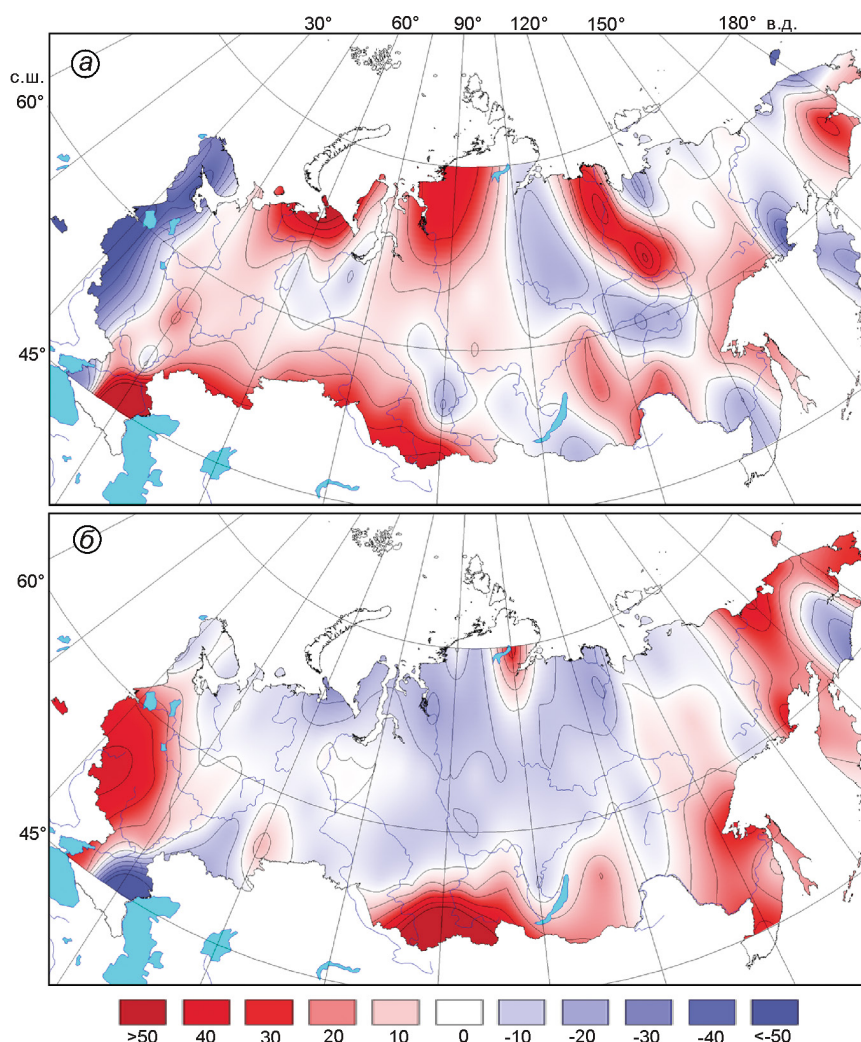


Рис. 5. Тренды максимальной за март толщины снежного покрова (% за 10 лет) в 1979–1995 гг. (а) и в 1996–2013 гг. (б) по данным наземных наблюдений

Fig. 5. Trends of March maximum snow depth (% per 10 years) for 1979–1995 (a) and for 1996–2013 (b) on the base of observational data

калья. Различие в тенденциях между западом и востоком Северного Кавказа, хорошо заметные для толщины снега в 1996–2013 гг., не отмечаются по данным ВЭС, что, вероятно, связано с редкой сетью наблюдений.

Тем не менее, тренды толщины снежного покрова и ВЭС, полученные по данным наземных наблюдений, указывают на общие тенденции в двух ключевых районах севера Евразии и о смене их знака с середины 1990-х годов. Надёжность этих результатов обеспечивается независимостью источников данных о толщине снега и ВЭС. Последнее позволяет сравнить данные наблюдений по ВЭС с реанализом и спутниковыми измерениями с точки зрения воспроизведе-

ния ими региональных тенденций 1979–1995 и 1996–2011 (2007) гг. На рис. 6, в–е показано распределение трендов ВЭС, полученное по данным реанализа ERA-Interim (см. рис. 6, в, г) и спутниковых измерений Nimbus-7 POES (см. рис. 6, д, е). При этом во все периоды средняя для исследуемой территории величина ВЭС по данным наземных наблюдений (табл. 2) оказывается постоянной (119 мм) и выше, чем показывают реанализ (102/108 мм в 1979–1995/1996–2011 гг.) и спутниковые наблюдения (103/96 мм в 1979–1995/1996–2007 гг.), а соотношение между средним и стандартным отклонением (см. табл. 2) в случае спутниковых данных примерно соответствует данным наблюдений (как до, так и

Рис. 6. Тренды водного эквивалента снега в марте (% за 10 лет) в 1979–1995 гг. (а, в, д), в 1996–2011 гг. (б, з) и в 1996–2007 гг. (е) по данным наблюдений (а, б), реанализа ERA-Interim (в, з) и спутниковых измерений Nimbus-7 POES (д, е). Серой штриховкой (в, з) обозначены ячейки с отбракованными данными

Fig. 6. Trends of March snow water equivalent (% per 10 years) for 1979–1995 (a, v, d), for 1996–2011 (b, z), and for 1996–2007 (e) on the base of observational data (a, b), reanalysis ERA-Interim (v, z) and satellite Nimbus-7 POES measurements (d, e). Gray strokes (v, z) indicate false data

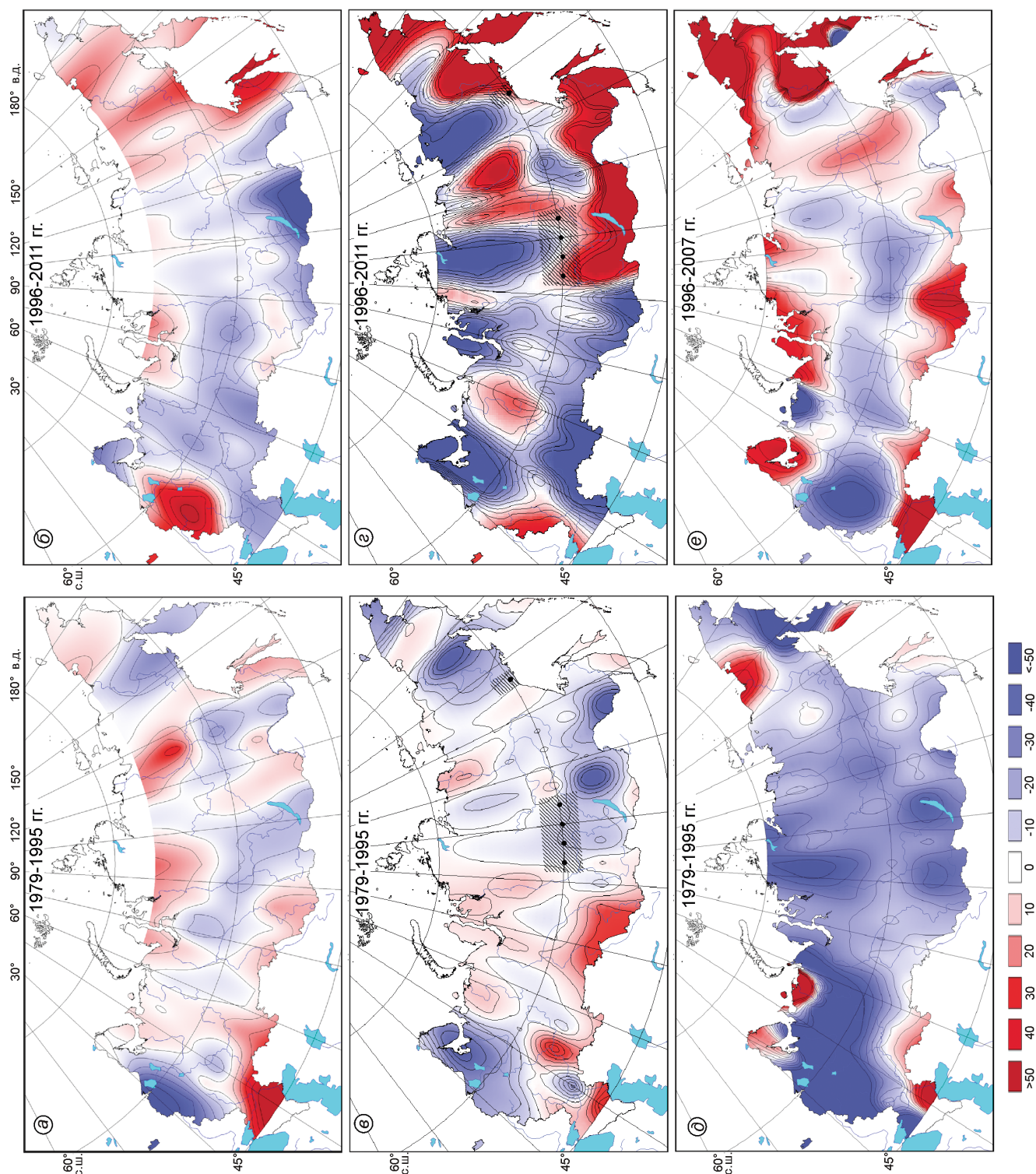


Таблица 2. Оценки среднего и стандартного отклонения ВЭС (мм) в целом на территории России по данным наземных наблюдений, реанализа и спутниковых измерений. Выделены оценки, статистически значимо ($p < 0,05$) отличающиеся от оценок, полученных по данным наблюдений

Источники данных	1979–1995 гг.	1996–2011 гг.	1996–2007 гг.
Наблюдения, ВНИИГМИ-МЦД	119*/25	119/31	119/30
Реанализ ERA-Interim	102/17	108/42	—
Спутниковые измерения Nimbus-7 POES	103/21	—	96/25

*В числителе — среднее значение, в знаменателе — стандартное отклонение. Прочерк означает отсутствие данных

после 1995 г.); в случае реанализа оно занижено в 1979–1995 гг. и завышено в 1996–2011 гг.

Сравнение полей тренда ВЭС (см. рис. 6, а, в) показывает, что пространственная структура тренда за 1979–1995 гг. по данным реанализа во многом соответствует оценкам, полученным по наземным наблюдениям, хотя отмечаются и некоторые региональные расхождения. Противоположные тенденции рассматриваемые поля показывают в Забайкалье (где имеется густая сеть наблюдений) и на Чукотке (где сеть крайне редкая). Для периода 1996–2011 гг. (см. рис. 6, б, г) расхождения трендов по данным наблюдений и реанализа очень существенны, особенно на Азиатской территории, и отмечаются они в районах как с густой, так и с редкой сетью наблюдений. При этом области интенсивного роста водного эквивалента снега в Прибайкалье, Хабаровском крае, Приморье, на Сахалине, а также на Дальнем Востоке достаточно близко совпадают с распределением трендов толщины снега в период после 1995 г. Сравнение трендов, рассчитанных по спутниковым измерениям с наблюдениями и реанализом, показывает, что совпадений почти нет (см. рис. 6, а, б, д, е). Исключение составляют область отрицательного тренда ВЭС на западе ЕТР в 1979–1995 гг. (хотя в отличие от наблюдений и реанализа по спутниковым данным она сливается с общим фоном уменьшения ВЭС практически по всей территории) и слабый рост на севере Западной и Центральной Сибири после 1995 г. Отметим также сходство в распределении тенденций на западе и востоке Се-

верного Кавказа между ВЭС по спутниковым данным и толщиной снежного покрова по наземным данным в 1979–1995 гг.

Обсуждение результатов и выводы

На основе данных наблюдений на 600 метеостанциях, расположенных на территории России, за 1950–2013 гг. выполнен анализ эмпирических ортогональных функций максимальной толщины снежного покрова в марте, а также за зимние месяцы в целом, позволивший выявить основные особенности региональной структуры многолетних колебаний этого параметра. С помощью пространственных структур ЭОФ1 и ЭОФ2 максимальной зимней толщины снега выделены два района-сектора: 45–120° в.д. и 120–180° в.д. севернее 55° с.ш., внутри которых колебания толщины снежного покрова связаны и однородны, а корреляция между средними параметрами по этим районам отсутствует. Эти же свойства характерны и для гораздо меньшего по территории сектора 30–45° в.д. (севернее 55° с.ш.), существование которого как отдельного района подтверждается полученными ранее результатами по данным бывшего СССР (включающих страны Балтии и Украину) за 1936–2000 гг. [26].

Средний многолетний ход максимальной толщины снежного покрова в марте, рассчитанный для каждого из выделенных районов-секторов, позволяет выявить средние тенденции этого параметра и его связь с современным потеплением и изменениями крупномасштабной циркуляции. Центральный сектор (45–120° в.д.) отличается наибольшим трендом (17 см за 64 года) толщины снега в начале весны и тесной корреляцией с температурой приземного воздуха в среднем по Северной Евразии в декабре–марте (до 0,82 в 1971–2013 гг.). Почти 60% изменчивости снежной аккумуляции в этом районе объясняется вариациями NAO и Scand, т.е. теми же циркуляционными индексами, которыми можно объяснить около 70% колебаний зимней температуры на севере Евразии [6, 26]. В северо-западном и северо-восточном секторах в целом за 1950–2013 гг. также отмечается рост снежной аккумуляции, но он почти вдвое меньше по сравнению с центральным районом (8 и 9 см за 64 года соответственно). Это указывает на связь толщины снега в этих рай-

онах с современным потеплением, хотя корреляция с температурой по Северной Евразии в целом (чередующаяся, синхронная и асинхронная) устанавливается только для 10–15-летних отрезков. На фоне общего роста снегонакопления на западе ЕТР (30–45° в.д.), совпадающего с его многолетним ходом в центральном секторе, их межгодовые вариации, напротив, как правило, находятся в противофазе как с колебаниями толщины снега, так и с температурой. Асинхронная корреляция межгодовых колебаний также свидетельствует о связи снегонакопления с современным потеплением в результате снеготаяния, обусловленного зимними оттепелями.

Смена тенденций толщины снежного покрова на рубеже середины 1990-х годов (в период резкого потепления 1979–1995 гг. и в период слабого отрицательного тренда зимней температуры 1996–2013 гг.) проявляется достаточно чётко: рост максимальной за март толщины снега на севере Сибири и северо-востоке ЕТР до 40–50% за 10 лет от нормы (за 1979–1995 гг.) и такое же её уменьшение на западе ЕТР с середины 1990-х годов сменяются противоположными тенденциями. Это не противоречит полученным ранее выводам о трендах параметров снежного покрова в 1966–2010 гг. [17], но показывает, что они дают сглаженные по времени и по территории оценки, которые не могут учитывать изменение тенденций, способных по временным и пространственным масштабам влиять на водные ресурсы целых регионов. В общих чертах территориальное распределение этих тенденций соответствует структуре, выявленной для периода 1950–2013 гг. методом ЭОФ анализа, и свидетельствует о её устойчивости. Установленная связь снегонакопления с температурой и крупномасштабной циркуляцией, в частности с индексами NAO и Scand, позволяет сделать вывод, что уменьшение снегонакопления на северо-востоке ЕТР и севере Сибири в 1996–2013 гг. связано с теми же факторами, что и ослабление зональной циркуляции, и рост повторяемости холодных зим. Одна из возможных причин формирования этих аномалий — сокращение площади арктического льда [5, 9, 25]. Тогда полученные результаты не соответствуют выводам об увеличении толщины снежного покрова на севере Сибири в результате сокращения площади ледяного покрова в Арктике, сделанным на основе модельных расчётов [19].

Региональные закономерности, характерные для изменений толщины снега, прослеживаются и в тенденциях водного эквивалента снега по данным наземной маршрутной съёмки за 1979–2011 гг. Сравнение данных наблюдений ВЭС с реанализом ERA-Interim и спутниковыми измерениями с точки зрения воспроизведения ими региональных тенденций 1979–1995 и 1996–2011 (2007) гг. в целом показывает существенные расхождения. Довольно близкое соответствие распределения региональных тенденций ВЭС по данным реанализа наземным наблюдениям отмечается только в 1979–1995 гг. В последующие 16 лет некоторое качественное сходство в распределении тенденций обнаруживается только для ЕТР. Уменьшение водного эквивалента снега в 1979–1995 гг. почти на всей территории России, которое показывают спутниковые измерения, соответствует данным наземных наблюдений и реанализу только на западе ЕТР. Средние по всей территории значения ВЭС занижены по сравнению с наземными наблюдениями, причём особенно заметны эти расхождения для спутниковых данных в 1996–2007 гг., а данные ВЭС из реанализа дают существенно завышенное стандартное отклонение для 1996–2011 гг.

Результаты сравнения указывают на существенные ограничения в использовании данных реанализа и особенно спутниковых измерений при анализе многолетних тенденций снеготолщин. Нельзя не учитывать и недостатки данных наземных наблюдений, связанные с редкой сетью, перераспределением снега и трудностями измерений в условиях сложного рельефа. Вероятно, на это указывает сходство между распределением трендов ВЭС из реанализа и данными наблюдений за толщиной снега в тех районах, где наземные данные определения ВЭС показывают противоположные тенденции. Для дальнейшего тестирования данных о снеготолщинах целесообразно проведение подобного сравнения с привлечением, помимо наблюдений за ВЭС, данных о твёрдых осадках.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации» и проекта NordForsk GREENICE.

Литература

1. Гельфан А.Н., Музылев Е.Л., Успенский А.Б., Старцева З.П., Успенский С.А., Романов П.Ю. Модель взаимодействия поверхности суши с атмосферой, ориентированная на использование спутниковой информации, и ее применение для сельскохозяйственного региона // Соврем. проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 5. С. 183–191.
2. Кренке А.Н., Китаев Л.М., Разуваев В.Н., Мартуганов Р.А. Пространственные особенности межгодового взаимодействия полей параметров климата и снежного покрова севера Евразии // Криосфера Земли. 2001. Т. 5. № 4. С. 84–91.
3. МГЭИК: Изменение климата, 2007 г.: Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Кембридж Университи Пресс, Кембридж, Соединенное Королевство, и Нью-Йорк, США. 2007. 145 с.
4. МГЭИК: Изменение климата, 2013 г.: Резюме для политиков. Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата. Кембридж Университи Пресс, Кембридж, Соединенное Королевство, и Нью-Йорк, США. 2013. 36 с.
5. Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч., Погарский Ф.А. Изменения распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и моделирование // Лёд и Снег. 2012. № 2 (122). С. 53–62.
6. Попова В.В., Шмакин А.Б. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в северной Евразии во второй половине XX – начале XXI веков // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 2. С. 15–29.
7. Попова В.В., Полякова И.А. Изменение сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936–2008 гг.: влияние глобального потепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 29–40.
8. Семенов В.А. Колебания современного климата, вызванные обратными связями в системе атмосфера – полярные льды – океан // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. № 1. С. 232–248.
9. Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М. Влияние температуры поверхности океана и границ морского льда на изменение регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
10. Хан В.М. О статистических связях глубин снежного покрова с приземной температурой воздуха над территорией северной Евразии: Тр. науч. семинара НАН Украины и РФФИ «Проблемы и достижения долгосрочного метеорологического прогнозирования», 5–7 октября 2011 г. Киев. С. 47–56.
11. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лёд и Снег. 2010. № 1 (109). С. 43–58.
12. Dee D.P., Uppala S.M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.J., Park B.K., Peubey C., Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.N. and Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. P. 553–597.
13. Brown R.D., Derksen C. Is Eurasian October snow cover extent increasing? // Environ. Research Letters. 2013. № 8. 024006. doi: 10.1088/1748-9326/8/2/024006.
14. Brown R.D., Mote P.W. The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing Climate // Journ. of Climate. 2009. V. 22. № 8. P. 2124–2145.
15. Brown R., Robinson D. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty // Cryosphere. 2011. № 5. P. 219–229.
16. Brun E., Vionne V., Boone A., Decharme B., Peings Ya., Valette R., Karbou F., Morin S. Simulation of Northern Eurasian Local Snow Depth, Mass, and Density Using a Detailed Snowpack Model and Meteorological Reanalyses // Journ. of Hydrometeorology. 2013. № 14. P. 203–219.
17. Bulygina O., Groisman P., Razuvaev V., Korshunova N. Changes in snow cover over Northern Eurasia since 1966 // Environ. Research Letters. 2011. № 6. 045204.
18. Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.K. Nimbus-7 derived global snow cover parameters // Annals of Glaciology. 1987. V. 9. P. 39–44.
19. Chang A.T.C., Foster J.L., Hall D.K. Effects of forest on the snow parameters derived from microwave measurements during the BOREAS winter field experiment // Hydrological Processes. 1996. V. 10. P. 1565–1574.
20. Cohen J., Foster J., Barlow M., Saito K., Jones J. Winter 2009–2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event // Geophys. Research Letters. 2010. № 37. L17707.
21. Ghatak D., Deser C., Frei A., Gong G., Phillips A., Robinson D.A., Stroeve J. Simulated Siberian snow cover response to observed Arctic sea ice loss, 1979–2008 // Journ. of Geophys. Research. 2012. № 117. D23108. doi: 10.1029/2012JD018047.
22. Khan V., Holko L., Rubinstein K., Breiling M. Snow cover characteristics over the main Russian river basins as represented by reanalyses and measured data // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2008. V. 47. P. 1819–1833.

23. Krenke A. Former Soviet Union hydrological snow surveys, 1966–1996, digital media. Natl. Snow and Ice Data Cent. World Data Cent. for Glaciol. Boulder, Colo. 1998.
24. Nakamura H., Miyasaka T., Kosaka Y., Takaya K., Honda M. Northern Hemisphere extratropical tropospheric planetary waves and their low-frequency variability: their vertical structure and interaction with transient eddies and surface thermal contrasts. *Climate Dynamics: Why Does Climate Vary?* // *Geophys. Monograph* / Ed. D. Sun and F. Bryan. AGU. Ch. 6. 2010. V. 189. P. 149–179.
25. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *Journ. of Geophys. Research – Atmospheres*. 2010. V. 115. D21111. doi: 10.1029/2009JD013568.
26. Popova V. Winter snow depth variability over northern Eurasia in relation to recent atmospheric circulation changes // *Intern. Journ. of Climatology*. 2007. V. 27. P. 1721–1733.
27. Romanov P., Gutman G., Csiszar I. Automated monitoring of snow cover over North America using multispectral satellite data // *Journ. of Applied Meteorology*. 2000. V. 39. P. 1866–1880.
28. Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W. The impact of North Atlantic-Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature // *Journ. of Climate*. 2010. № 23 (21). P. 5668–5677. doi: 10.1175/2010JCLI3347.1.
29. Semenov V., Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // *Environ. Research Letters*. 2015. № 10. 054020. doi: 10.1088/1748-9326/10/5/054020.
30. Wang L., Chen W. Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009 // *Geophys. Research Letters*. 2010. № 37. L09707.
31. Ye H. Quasi-biennial and quasi-decadal variations in snow accumulation over Northern central Eurasia and their connections to Atlantic and Pacific oceans and atmospheric circulation // *Journ. of Climate*. 2001. № 14. P. 4573–4584.

Summary

Data on maximum snow depth for March (as well as for the winter months on the whole) obtained from 600 Russian meteorological stations in 1950–2013 were analyzed using empirical orthogonal functions (EOF) in order to reveal spatial features of

long-term fluctuations of winter snow accumulation. Patterns of the snow depth EOF1 and EOF2 (Fig. 3) demonstrate that the territory under investigation (to the north of 55° N) can be divided into two sectors (regions): 45–120° E and 180–120° E. They are characterized by similar fluctuations of snow depths within a region and absence of correlation between values of this parameter in each of these regions. The results obtained earlier in the former Soviet Union (including the Baltic coast and the Ukraine) for 1936–2000 [26] allow a suggestion that these properties might be also referred to significantly smaller region/sector 30–45° E (to the north of 55° N) as the region with weak winter inter-annual variations of snow depths.

Inter-annual variations of the maximum snow depths for March averaged within each of above three regions demonstrate average trends of this parameter and their relationship with recent climate warming and macro-scale circulation changes (Fig. 4, Table 1). The central sector (45–120° E) is characterized by the most essential trend of the snow depth in early spring (17 cm per 64 years) and a close correlation (0.82 in 1971–2013) with surface air temperatures averaged for North Eurasia for December–March. Almost 60% of winter snow accumulation variability in the central region can be explained by NAO and Scand variations (see Table 1), and as it is reported in [7, 25] the same circulation indices explain almost 70% of the winter temperature variability in Northern Eurasia. Increasing of snow accumulation in 1950–2013 is also observed in the north-western and north-eastern regions. Although the trend parameters appear to be almost twice smaller as compared with similar ones in central region (8 and 9 cm over 64 years, respectively) they are indicative of a relation between winter snow accumulation in these regions and the recent warming. However the correlation between the snow depths values in the north-western and north-eastern regions and the Eurasian winter temperatures, estimated for intervals of 10–15 years, changes from synchronous to opposite. Asynchronous correlation between snow depth and temperature, calculated for the north-eastern region covering the large part of ETR (European Territory of Russia), obviously points to the snow melting as a response to winter warming.

Spatial distribution of the March maximum snow depth trends was analyzed for 1979–1995, and it is characterized by rapid warming at the

global scale as well as for North Eurasia. The next period 1996–2013 is characterized by a weak negative trend of the North Eurasian winter temperatures (see Fig. 1). Comparison of the corresponding patterns (Fig. 5) shows increasing of snow depth in the north of Siberia and north-east of the ETR as 40–50% per 10 years (as compared to the mean for 1979–1995) and simultaneous decreasing in the west of the ETR change for opposite tendencies since the mid-1990s. This fact is not inconsistent with the previously obtained conclusions on trends in snow cover parameters for 1966–2010 [17], but it reveals the shift of trends essential from the view point of the impact on water resources of large regions and smoothed over time and territory in the estimates obtained for 45-years period. In general, the spatial distribution of the tendencies revealed corresponds to the regional features of snow depth variations for 1950–2013 obtained using the EOF analysis. Relationship of snow accumulation with the temperature variation and macro-scale atmospheric circulation, particularly described by the NAO and Scand indices, allows us making the conclusion that decrease of snow depth in the north of Siberia and north-east of the ETR in 1966–2013 as well as increased occurrence of cold winters in Siberia is the response to weakening of westerlies which in turn might be caused by reduction of the Arctic sea ice concentration during the last decades [5, 9, 25].

Regional features of snow depth variability over the North Eurasia can be recognized in the spatial and temporal distribution of snow water equivalent (SWE) trends obtained from data of snow route

surveys in 1979–2011 (Fig. 6, *a*, *б*). Comparison between patterns of SWE trends (see Fig. 6, *a–e*) derived from different data sources, including observations, reanalysis ERAInterim and satellite Nimbus-7 POES measurements, with respect to spatial trend distribution for the periods 1979–1995 and 1996–2011 (2007 for satellite data) reveals the substantial differences. Quite a close similarity of distribution of the trends demonstrated by reanalysis and observations can be noted only in 1979–1995. For the next 16 years some qualitative similarity of the distribution of trends was found only for ETR. Decreasing of SWE from the reanalysis in 1979–1995 almost over the entire territory of Russia, demonstrated also by the satellite data, corresponds to the SWE from observations and reanalysis only in the west of ETR. The spatially averaged SWE values from reanalysis and especially from satellite data since the mid of 1990-s appear to be too small as compared to the observational data (Table 2). In general, the results obtained lead to a conclusion about significant limitations of reanalysis and satellite data from the view point of 10–20 year trends of SWE. At the same time one should not ignore deficiencies of measurements associated with a rareness of observational network in some regions. Probably, this is indicated by the similarity between the distribution of the snow depth trends and trends of SWE from reanalysis in some areas where observational SWE data demonstrate essential differences (see Fig. 5, *б*, Fig. 6, *б*, *з*). For further testing of the SWE data, it might be promising to involve into comparison the observational data of solid precipitation.

Подземные льды и наледи

УДК 551.79

Стратиграфия разреза «Марре-Сале» (Западный Ямал) с учётом новых данных радиоуглеродного анализа

© 2015 г. О.Л. Опокина^{1,2}, Е.А. Слагода^{1,2}, А.Н. Курчатова^{1,2}¹Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень; ²Тюменский государственный нефтегазовый университет
opokina@ikz.ru

Stratigraphy of the section «Marre-Sale» (West Yamal): analysis with consideration for new data on radiocarbon

O.L. Opokina^{1,2}, E.A. Slagoda^{1,2}, A.N. Kurchatova^{1,2}¹Earth Cryosphere Institute, Siberian Branch of the RAS, Tyumen; ²Tyumen Oil and Gas University

Статья принята к печати 18 августа 2015 г.

*Возраст отложений и льдов, голоцен, неоплейстоцен, органические остатки, подземные льды.**Age of sediments and ice, ground ice, Holocene, Neopleistocene, organic remains.*

Сложное строение разреза мыса Марре-Сале и разные подходы к его изучению – основные причины продолжения дискуссии о возрасте и генезисе отложений и подземных льдов. Новые радиоуглеродные данные дополняют опубликованные ранее сведения о возрастных характеристиках верхней части разреза. Установлено, что пластовые льды сложной формы в верхней части разреза залегают в разновозрастных толщах, а формировались они во второй половине голоцена.

Complex structure of the section across the cape Marre-Sale as well as different approaches to its study are the main reasons for continuation of discussion about the age and genesis of deposits and ground ice. New radiocarbon data complement the previously published information about the age characteristics of upper part of the section. It has been found that the upper strata ices having complex shape occur in layers of different age, while they were formed in the Holocene second half.

Методика исследований

Опорный геокриологический разрез Западного Ямала в районе полярной станции Марре-Сале (рис. 1) имеет длительную историю изучения [8, 9, 12–15, 18, 21]. Сложное строение разреза, ежегодно меняющееся из-за отступления берегов, и неравномерное распределение органических остатков затрудняют оценку возраста отложений с подземными льдами. Цель настоящей работы – стратиграфическое расчленение разреза «Марре-Сале» на основе новых радиоуглеродных датировок отложений.

Комплексные исследования разреза «Марре-Сале» проведены в 2008–2012 гг. и включали в себя изучение состава и строения отложений, морфологии ледяных тел, минеральных и органических включений во льду, химического, изотопного состава и кристаллической структуры льда [19]. Образцы органики на радиоуглеродный анализ отобраны авторами, а в 2012 г. – авторами в составе международной экспедиции с участием Т. Родионова (МГУ имени М.В. Ломоносова), М. Angelopoulos (McGill

University, Canada), M.T. Jorgenson (University of Alaska Fairbanks, USA), E. Godin (University of Montreal, Geography Department, Canada), E. Stephani (University of Alaska Fairbanks, USA), P. Urdea (West University of Timișoara, Romania), J. Malenfant-Lepage (University Laval, Canada), D. Fortier (University of Montreal, Canada). Радиоуглеродные датировки выполнены канд. геол.-минер. наук Л.А. Орловой в лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Остаточная активность углерода определялась на спектрометре-радиометре Quantulus 1220. Для расчёта возраста использован период полураспада ¹⁴C, равный 5570 лет, возраст рассчитан от 1950 г.

Результаты исследований

Опорный разрез «Марре-Сале» расположен в береговом обнажении II и III морских террас на протяжении 4,5 км южнее устья р. Марре-Яха. Разрез характеризуется невыдержанностью за-

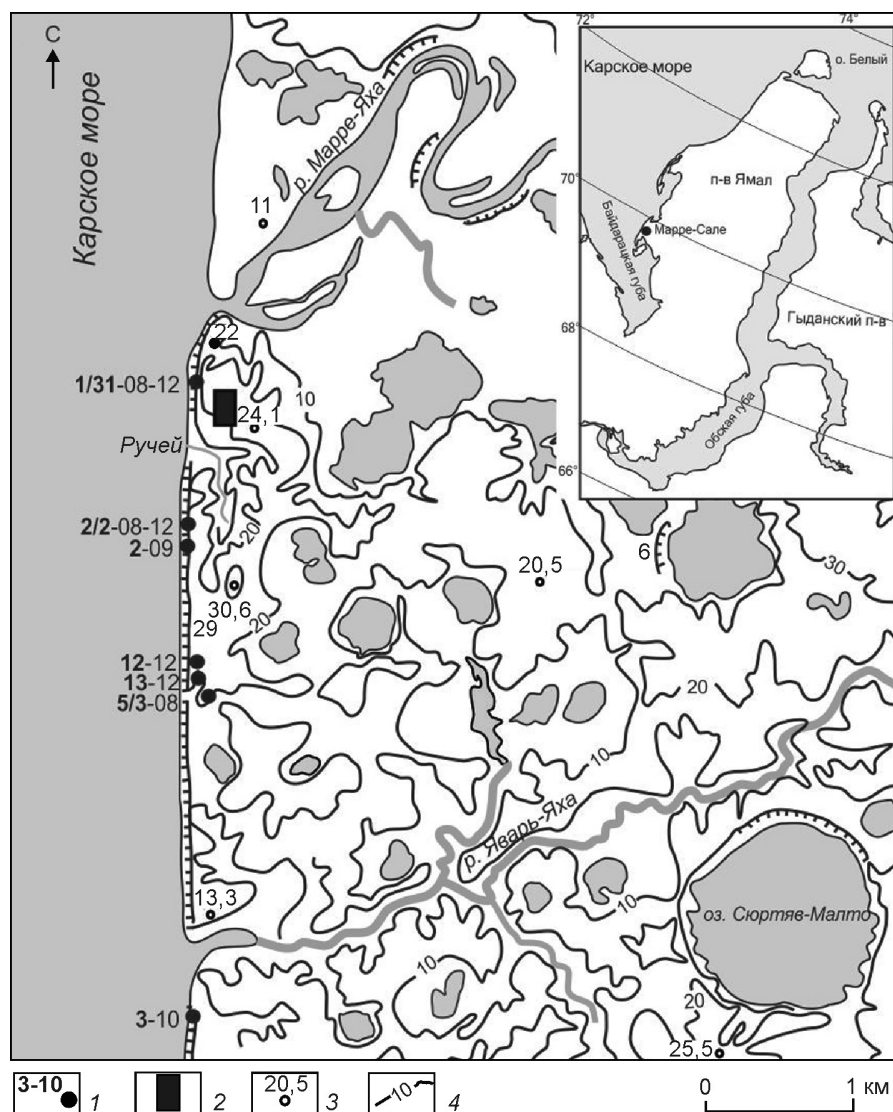


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов:

1 – номер (жирный шрифт) и годы расчистки (обычный шрифт); **2** – полярная станция Марре-Сале; **3** – абсолютная отметка поверхности; **4** – горизонталь

Fig. 1. Layout of studied sections: **1** – the number (bold font) and years of section (regular font); **2** – polar station Marre-Sale; **3** – absolute altitude; **4** – contour

легания отложений по латерали, разнообразием деформаций, криогенных текстур и залежеобразующих льдов. Нижняя часть разреза сложена крупно- и мелкофрированными складчатыми серыми глинами, местами с вертикальной и крутонаклонной слоистостью, с прослоями светло-серых песков. Кровля глин неровная, размытая и осложнена внедрениями вверх по контактам ледяных тел. На севере обнажения она расположена на глубине 4–6 м, в центре – на глубинах 3–20 м, а южнее погружается под урез моря. Видимая мощность глин – до 20 м. В 3,5 км южнее станции Марре-Сале, в глинах вскрывается нижняя пластовая залежь параллельно-слоистого льда протяжённостью 300 м. Она деформирована в крупную антиклинальную складку и в сводовой части достигает максимальной высоты 6 м [19].

Над глинами залегают пылеватые пёстрые пески с линзами супесей и охристыми чёрно-сизыми пятнами железа по разложенным растительным остаткам. Они распространены в виде отдельных линз и шаровидных включений (до 1 м) на контактах с верхней залежью льда. Слой песков перекрыт коричневыми серыми супесями с линзами песков и желтоватыми мелко- и тонкозернистыми песками с тонкой слоистостью. Отложения послойно (1–3 см) обогащены автохтонными остатками мхов, нитевидными корешками растений, гнёздами торфа (до 10 см). Супесчаный горизонт сверху разбит на блоки полигонально-жильными льдами, снизу – штоками и лакколитами, осложняющими верхнюю пластовую залежь льда. Седиментационная слоистость супесей и поясковые криогенные текстуры в блоках – го-

ризонгальные, вблизи полигонально-жильных льдов — слабо изогнуты вверх, на контакте с вертикальными ледяными телами — круто изогнуты и запрокинуты. Кровля слоя и верхние части залежеобразующих подземных льдов размыты. На севере разреза мощность супесчаных отложений составляет 4–6 м, в центре — 5–8 м и более.

В южной части разреза, в 200 м южнее устья р. Яварь-Яха, в береговом уступе высотой 12–15 м вскрывается единая толща плотных слоистых серых суглинков и супесей с прослоями (3–7 см) автохтонного торфа из мхов, которая содержит мощные полигонально-жильные льды шириной до 6 м. Видимая мощность заторфованных отложений — 6,5 м.

Все перечисленные горизонты с размывом перекрывает покровный слой мощностью до 1,5 м. Он представлен желтоватыми песками с пятнами ожелезнения, линзами супесей, суглинков и аллохтонного торфа. Отложения слоя деформированы торфяными жилками, криотурбациями и просадками над протаявшим льдом. В центре разреза покровный горизонт частично развеван, пески с редкими линзами аллохтонного торфа сохранились только в понижениях над полигонально-жильными льдами. Южнее, на склоне высокой водораздельной поверхности покровный слой представлен автохтонным торфом. К покровному горизонту можно отнести и отложения осушенного хасырея — песков с прослоями торфа. Почвенный горизонт в разрезе сложен коричневыми супесями, серыми песками с корнями растений и линзами автохтонного или аллохтонного торфа мощностью до 1 м.

Обсуждение результатов

Исследователи при определении возраста мёрзлых толщ часто сталкиваются с рядом трудностей. Так, присутствие аллохтонной органики во вмещающих и перекрывающих подземный лёд отложениях может существенно удревнить или омолодить их возраст [5] и соответственно осложнить оценку времени формирования подземных льдов. Поэтому для интерпретации результатов радиоуглеродного датирования мёрзлых толщ необходимо использовать только образцы автохтонной органики. Инверсии радиоуглеродных датировок по разрезу возможны и в случае нарушения горизонтального залегания слоёв.

При интерпретации радиоуглеродных данных важно учитывать генезис, тип подземного льда и его взаимоотношение с вмещающими отложениями в разрезе. Подземные льды в зависимости от времени их образования либо синхронны, либо моложе вмещающих их отложений. Так, погребённые наземные льды всегда перекрываются более молодыми осадками. А в случае синкриолитогеиеза — одновременного (в геологическом масштабе времени) накопления и промерзания осадков — возраст подземных льдов и вмещающих их отложений будет практически одинаков. При сингенетическом промерзании формируются полигонально-жильные льды [17], а также субмаринные и прибрежно-морские пластовые льды [23]. Возраст эпигенетических льдов может быть существенно моложе вмещающих литифицированных или преобразованных процессами раннего диагенеза пород. При эпигенетическом промерзании формируются инъекционные, сегрегационно-миграционные пластовые залежи льда различных форм, а также полигонально-жильные льды в криогенном элювии пород. Эпигенетичны по отношению к породам и окончания сингенетических полигонально-жильных льдов. При интерпретации результатов радиоуглеродного датирования ледяных образований необходимо уточнение механизма попадания органики в лёд.

Формирование и рост полигонально-жильных льдов происходят в основном за счёт замерзания талой снеговой воды в морозобойных трещинах [17]. Талые воды смывают с поверхности фрагменты современных растений и переносят их в морозобойные трещины. Органика, содержащаяся в полигонально-жильном льду, в основном указывает на интервал времени активного морозобойного растрескивания поверхности. У сингенетических ледяных жил возраст органики во льду и вмещающих отложениях будет близок, а возраст растительных остатков в эпигенетических ледяных жилах — моложе вмещающих пород [5]. При интенсивном размыве пород не исключено попадание в полигонально-жильные льды переотложенной древней органики.

При формировании внутригрунтовых сегрегационно-миграционных залежей лёд ассимилирует органический материал из промерзающих водонасыщенных отложений, поэтому радиоуглеродные даты органики изо льда и вмещающих пород будут близки. Инъекционные залежи льда содержат ор-

Таблица 1. Стратиграфические подразделения мёрзлой толщи мыса Марре-Сале*

И.Л. Кузин, Н.Ф. Астафьев [15]	Ф.А. Каплянская, В.Д. Тарноградский [13]	В.Н. Гатауллин [7]	S.L. Fortman [25]	М.З. Каневский, И.Д. Стрелецкая, А.А. Васильев [12]	Ф.А. Романенко, Е.В. Гаранкина, О.С. Шилова [16]	В.И. Астахов, Д.В. Назаров [1]
Верхнеплейсто- ценовые и голоценовые мелкозернистые глинистые пески	Голоценовые озёр- но-аллювиальные пески с полигональ- но-жилыми льдами и озёрные отложения	Голоценовые полифацальные отложения Байдаракский лимноаллювий (IV). Супеси с полиго- нально-жилыми льдами	Голоценовые торфяник и эоловые пески Оленьи эоловые пески и байдаракские алевроиты с полигонально-жилыми льдами (28–12 тыс. л.н.) Варьяхинская свита (33–28 тыс. л.н.) – озёрно- болотные алевроиты и торфы	Верхнеплейстоцен- голоценовые (III ³ -IV) песчано-супесчаные аллювиальные, озёрно-болотные, эоловые с полиго- нально-жилыми льдами	Ненецкие торфя- ники и чумские эоловые пески (IV) Байдаракские и оленьи пески (III ³ -4)	Эоловые пески с поли- гонально-жилыми льдами (35–13 тыс. л.н.) Варьяхинские озёрно-болотные отложения с крупными полигонально-жилыми льдами (33–28 тыс. л.н.).
Казанцевская свита (III ¹). Глинистые але- вроиты с прослоя- ми песка и растительного детрита и мелко- зернистые пески с прослоями намытого торфа и штоками льда	Позднеплейстоце- новая основная морена (18–20 тыс. л.н.). Пески и суглинки с глетчерным морено- содержащим льдом	Белужемысский лимноглияциал (IV). Ленточные глины Карская морена (III ⁴) с пластовыми льдами	Карский диамиктон – морена покровного оледенения Лабсугахинские пески	Марресальская свита (mIII ¹⁻²). Морские и прибреж- но-морские глины и суглинки с прослоя- ми песков и супесей, с пластовыми льдами	Карский диамиктон (III ²). Суглинки с растительным детритом и пластовыми льдами	Карский диамиктон и гляциотектонит с блоками глетчерного льда. Морена отложена ранее 45 тыс. л.н.
Салехардская свита (II). Але- вроиты с редким гравийно-галеч- но-валунным материалом	Марресальская свита (E–N). Глинисто- алевритовые породы	Лабсугахинский ал- лювий (III ²) в палеоврезах	Марресальская свита. Дельтовые и прибрежно-морские отложения	Марресальская свита (III ¹). Суглинки с прослоями песков, смяты в складки	Лабсугахинские пески	Марресальская свита. Слонистые алевроиты

*Стратиграфические названия и генезис геологических образований приведены в соответствии с терминологией авторов.

ганию, внедрившуюся в мёрзлую толщу по трещинам снизу вместе с напорными водами из промерзающих водонасыщенных главным образом песчаных отложений. В этом случае возраст органических остатков из инъекционного льда будет отличаться от вмещающих толщ, а время формирования пластовой залежи будет определяться периодом эпигенетического промерзания. Время образования инъекционного льда установить достаточно сложно, поскольку понижение подошвы мёрзлой толщи – процесс длительный, а промерзание глубоких таликов относительно верхних горизонтов запаздывает по времени. При этом залежь может формироваться в несколько этапов, которым соответствуют разновременные инъекции – генерации льда [11, 14]. Учитывая, что погребённые льды могут содержать как синхронную органику [4], так и переотложенную, для объективной интерпретации радиоуглеродных дат необходимо привлекать широкий комплекс палеогеографических данных.

Ещё одна проблема датировок мёрзлых толщ связана с их сложным строением и ежегодным разрушением разрезов экзогенными процессами в тёплый период года. За долгие годы изучения геокриологического разреза Марре-Сале на Западном Ямале исследователи так и не пришли к единому пониманию генезиса и возраста слагающих его отложений и подземных льдов (табл. 1). По данным И.Л. Кузина и Н.Ф. Астафьева [15], тёмно-серые алевроиты в основании разреза Марре-Сале относятся к салехардской свите среднего неоплейстоцена, а перекрывающие их с разрывом мелкозернистые пески, сизые глинистые алевроиты с прослоями песков и растительного детрита,

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного датирования отложений мыса Марре-Сале

Расчистка	Лабораторный номер	Состав образца	Глубина отбора, м	Радиоуглеродный возраст (^{14}C), лет
1/31-08	СОАН-7595	Торф	0,7–0,8	6475±100
1/31-12	СОАН-8808	Торф, растительные остатки	0,2	1505±45
1/31-12	СОАН-8809		0,9–1,0	7355±90
1/31-12	СОАН-8810		1,5–1,8	7405±100
1/31-12	СОАН-8811		4,0–5,0	9690±120
2/2-11	СОАН-8543	Мох, корни растений	6,5–7,0	13 310±120
2/2-12	СОАН-8807	Торф, растительные остатки	1–1,2	13 020±150
2-09	СОАН-7941	Включения торфа	1,7–1,9	7910±140
2-09	СОАН-7942		0,8–1,6	5200±110
2-09	СОАН-7940	Торф	1,1	7700±120
12-12	СОАН-8812		0,7–0,8	3945±70
12-12	СОАН-8813		0,9–1,0	3730±45
13-12	СОАН-8814		0,05–0,01	Modern
13-12	СОАН-8815		0,05–0,1	995±45
13-12	СОАН-8816		0,1–0,14	3475±35
5/3-08	СОАН-7596		0,6	3410±60
3-10	СОАН-8544		1,7	12 410±125
3-10	СОАН-8545		7,0	23 580±260

а также жёлтые мелкозернистые пески с прослоями намывного торфа – к казанцевской свите. Дислоцированные отложения этих свит вмещают штоки льда и сверху перекрыты голоценовыми мелкозернистыми глинистыми песками.

Позднее нижняя деформированная песчано-глинистая часть разреза была отнесена к марресальской свите. Согласно представлениям разных исследователей, осадки этой свиты накапливались в неглубоком озере в палеоген-неогеновое время [13], в дельтовых условиях – в казанцевско-раннеермаковский период [8, 16] или в морских и прибрежно-морских условиях в казанцевское время [9, 12]. Дислоцированные отложения с пластовыми льдами, залегающие в средней части разреза, одни исследователи относят к карской морене [1, 7, 25], другие – к морским и прибрежно-морским отложениям [21, 23, 24]. О времени накопления этих отложений и образования пластовых льдов также нет единого мнения. Одни исследователи считают, что диапировые формы пластовых льдов формировались и были дислоцированы вместе с вмещающими отложениями в конце среднего плейстоцена или в казанцевский период в результате трансгрессии моря [6, 23]. Другие связывают эти льды с эпигетическим наложенным промерзанием осушенного шельфа в позднем плейстоцене [2, 10, 21]. Исследователи, придерживающиеся ледниковой теории, считают возраст погребённых льдов и вмещающей их толщи докаргинским – старше 45 тыс. лет [1] или сартанским [7, 22].

Описанные здесь отложения разреза мыса Марре-Сале в северной части перекрыты байдарацкими озёрными и лагунными песками и алевролитами, оленями эоловыми супесями и песками, а в южной (южнее р. Яварь-Яха) – озёрно-болотными торфяниками варьяхинской свиты. Формирование варьяхинской свиты относят к периоду 33–28 тыс. лет, а байдарацких, оленьих песков – к периодам 28–12 тыс. лет [7, 25], 40–19 тыс. лет [16] и 45–11 тыс. лет [20]. Большинство авторов относят субвертикальные тела волнисто-слоистого льда, залегающие в этих отложениях, к полигонально-жильным образованиям [9, 21]. В верхней части разреза залегают ненецкие торфяники и чумские эоловые пески. Торф накапливался в термокарстовых котловинах в голоцене [16].

Радиоуглеродные датировки, полученные авторами в 2008–2014 гг. с учётом данных табл. 2 и рис. 2, показали, что возраст верхней части разреза моложе 35 тыс. лет. Нижняя часть разреза практически не датирована методами изотопной геохронологии, поэтому возраст глинистой толщи на основании литостратиграфических корреляций авторы принимают казанцевско-нижнезырянским вслед за В.Н. Гатауллиным [7] и М.З. Каневским с соавторами [12].

Наиболее древние позднеплейстоценовые отложения в разрезе мыса Марре-Сале, по нашим данным, относятся к торфяникам каргинско-сартанского горизонта. В настоящее время торфяники с мощными полигонально-жильными льдами распространены только южнее р. Яварь-Яха. Ра-

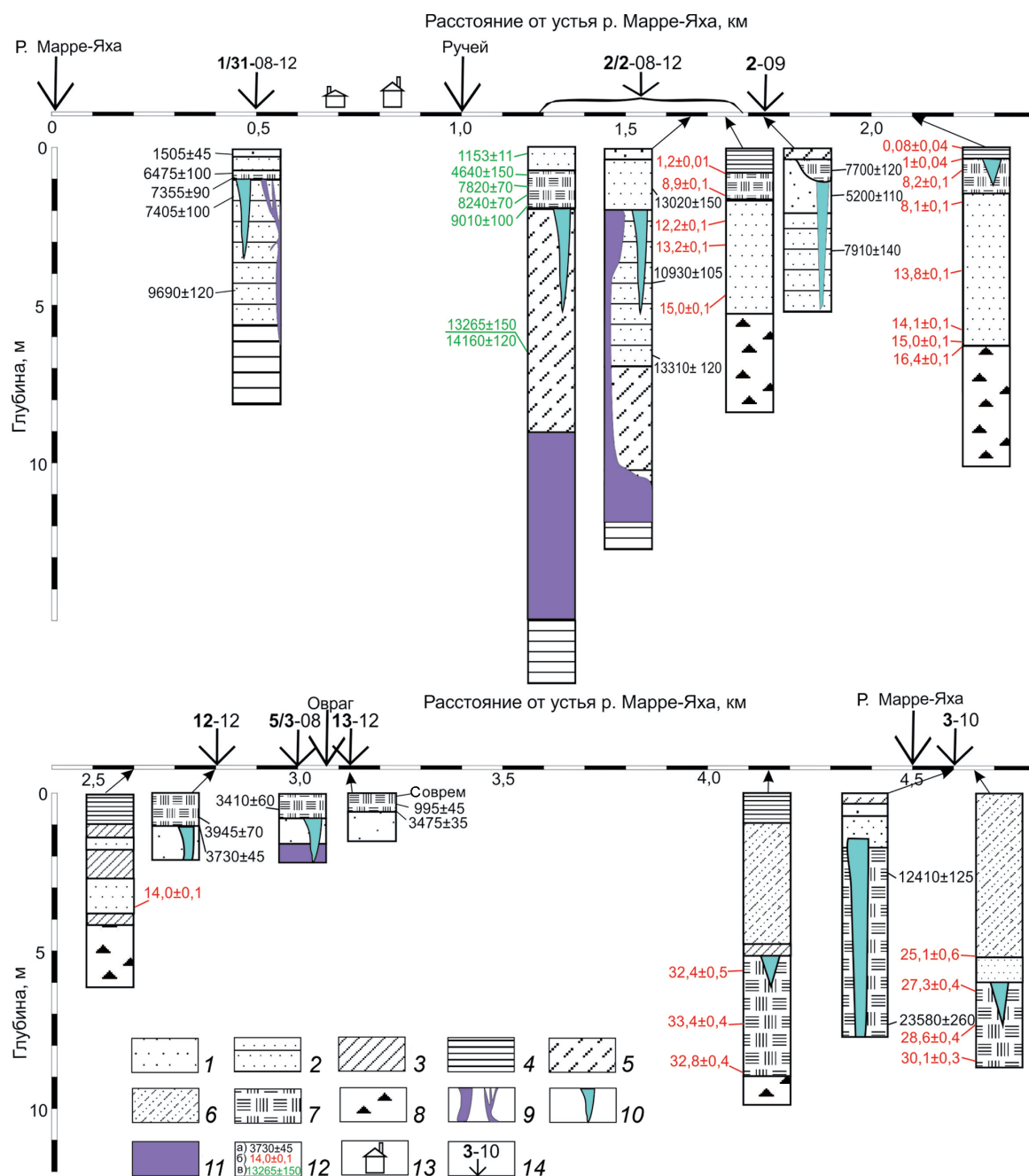


Рис. 2. Опорный разрез мыса Марре-Сале, Западный Ямал:

1 – пески; 2 – слоистые пески; 3 – суглинки; 4 – глины; 5 – супеси; 6 – супеси с прослоями песков; 7 – торф; 8 – диамиктон (по S.L. Forman); 9 – штоки и лакколиты; 10 – полигонально-жильный лёд; 11 – пластовый лёд; 12 – радиоуглеродные датировки: а – по данным авторов, б – по данным [25], в – по данным [21]; 13 – полярная станция; 14 – номер (жирный шрифт) и годы расчистки

Fig. 2. The reference section cape Marre-Sale, the Western Yamal.

1 – sands; 2 – layered sands; 3 – loam; 4 – clay; 5 – sandy clay; 6 – sandy clay with interlayer sands; 7 – peat; 8 – diamicton (according to S.L. Forman); 9 – stocks and laccoliths; 10 – polygonal-wedge ice; 11 – ground ice; 12 – radiocarbon dates: а – according to the authors, б – according to [25], в – according to [21]; 13 – polar station; 14 – the number (bold font) and years of section

диоуглеродный возраст этого горизонта, полученный авторами, моложе (23–12 тыс. лет) по сравнению с ранее опубликованным возрастом [25].

Это, как и отсутствие торфяников на правом борту р. Яварь-Яха, вероятно, связано с термоабразионным разрушением берегов [3] и вскрытием более

молодых горизонтов свиты в бортах древней озёрной котловины. На севере и в центре разреза мыса Марре-Сале отложения каргинского возраста до настоящего времени не выявлены. Это может быть связано как с размывом этих отложений, так и с фрагментарной доступностью разреза.

Верхняя толща разреза представлена отложениями, которые согласно новым радиоуглеродным определениям сопоставимы с байдарацкими и оленьими песками. На севере разреза они представлены слоистыми песками, послойнообогатёнными нитевидными корешками, в центре — частым переслаиванием супесей и песков с линзами автохтонного торфа из мхов и подчинёнными прослоями с нитевидными корешками. Мощность отложений меняется от 4 до 7 м, на высоких останцах III равнины может достигать 10 м. Фациальная изменчивость пород по латерали, характер растительных остатков и отсутствие размывов, по нашему мнению, указывают на их накопление в озёрно-болотной обстановке. При этом заполнение озёрных котловин на участках с погруженной кровлей глин началось раньше, чем на участках с высоким положением глинистого цоколя. В северной и центральной частях разреза осадконакопление началось 13–10 тыс. л.н. и продолжалось до 6–5 тыс. л.н. Наличие в озёрно-болотных отложениях сингенетических полигонально-жильных льдов, а также штоков и лакколлитов, осложняющих верхний пласт льда, свидетельствует о промерзании осадков озёрных котловин и формировании подземных льдов в этот же период.

Покровный горизонт, сформированный на разных элементах поверхности III равнины, содержит как переотложенные органические остатки, так и автохтонные. С учётом радиоуглеродных датировок автохтонных растительных остатков, зарастание поверхности началось не ранее 3,7 тыс. л.н. Возраст аллохтонных растительных остатков в основании покровного горизонта составляет от 13 до 7,7 тыс. лет. Такая инверсия связана не только с размывом и переотложением растительных остатков из отложений, но и с вытаиванием инъекционных льдов, содержащих досартанскую органику. Это подтверждается пространственным распределением аллохтонных линз — контрастная инверсия возраста наблюдается на участках распространения массивных ледяных штоков.

Полученные радиоуглеродные данные позволили установить, что формирование штоков

и лакколлитов льда, а также их частичное вытаивание происходили в узкий временной период — от 5,7 до 3,7 тыс. л.н.

Выводы

Эпигенетическая толща Западного Ямала имеет сложное криогенное строение, что связано с присутствием в разрезе различных генетических типов подземного льда. Радиоуглеродные данные, полученные авторами, указывают на более молодой возраст подземных льдов в верхней части разреза по сравнению с широко распространёнными представлениями. Сложная залежь пластового льда со штоками и лакколлитами формировалась в пределах обширных озёрно-термокарстовых осушенных котловин в период позднеголоценового суббореального похолодания климата.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-17-00131.

Литература

1. Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. 2010. № 43. С. 36–47.
2. Баулин В.В. Основные этапы истории развития многолетнемерзлых пород на территории Западно-Сибирской низменности // Очерки региональной и исторической криологии Земли. Западная Сибирь и прилегающие к ней районы. Т. XIX. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 5–18.
3. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г. Динамика берегов Карского моря // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 56–67.
4. Васильчук А.К. Отражение событий Хайнриха на датированных по радиоуглероду спорово-пыльцевых диаграммах повторно-жильных льдов и вмещающих их едомных отложений низовий р. Колымы // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 4. С. 3–138.
5. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Достоверность наиболее молодых радиоуглеродных датировок в синкриогенных толщах многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 4. С. 3–16.
6. Великоцкий М.А., Мудров Ю.В. К истории развития многолетнемерзлых пород на севере Западной Сибири // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М.: Наука, 1985. С. 29–42.

7. Гатауллин В.Н. Пластовые льды западного побережья п-ва Ямал: их строение, состав и происхождение // Геокриологические исследования в арктических районах: Международный симпозиум СССР, Ямбург, август 1989 г. Пленарные доклады. Вып. 1. Тюмень: изд. ИПОС СО АН СССР, 1990. С. 3–11.
8. Гатауллин В.Н. Марресальская свита Западного Ямала — отложения дельты пра-Оби // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1991. № 60. С. 53–61.
9. Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 454 с.
10. Дубиков Г.И. Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: изд. ИМЗ СО АН СССР, 1982. С. 24–42.
11. Дубиков Г.И. Состав и строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 246 с.
12. Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 3. С. 16–27.
13. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Ледниковые образования в районе полярной станции Марре-Сале на п-ве Ямал // Тр. ВСЕГЕИ. 1982. Т. 319. С. 77–85.
14. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.
15. Кузин И.Л., Астафьев Н.Ф. Криогенные дислокации на западном побережье полуострова Ямал // Изв. ВГО. 1975. Т. 107. № 6. С. 510–515.
16. Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Шилова О.С. Стратиграфия рыхлых отложений в формировании рельефа Западного Ямала в позднем плейстоцене-голоцене // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 505–508.
17. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
18. Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях Западного Ямала // ДАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 264–266.
19. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Курчатова А.Н., Rogov B.B. Строение и разновидности подземных льдов в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях Западного Ямала (мыс Марре-Сале) // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 2. С. 9–22.
20. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена-голоцена // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 28–59.
21. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 83–92.
22. Тарноградский В.Д. О происхождении пластовых залежей подземных льдов на Карском побережье п-ова Ямал // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: изд. ИМЗ СО АН СССР, 1982. С. 80–89.
23. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Сравнительный генетический анализ пластовых льдов и вмещающих их плейстоценовых отложений на севере Западной Сибири // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2007. № 3. С. 212–224.
24. Шполянская Н.А. Подземные льды — показатель плейстоценовой истории Российской Арктики // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 69–82.
25. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W.F., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Research. 2002. V. 57. P. 355–370.

Summary

The reference geocryological section across the Marre-Sale cape (West Yamal) was studied for a long time. However, researchers still could not elaborate a common understanding of genesis and age of its deposits and underground ice. So, main reasons to continue discussions of this object are the complex structure of this section and different approaches to its study. Stratigraphic sequence of sediments of the section was performed in this work on the basis of new radiocarbon dating of the deposits obtained by the authors. These data complement the previously published information about the age characteristics of the section. It had been confirmed, that age of the upper part of the section is younger 35 000 years. The oldest deposits of late Pleistocene here are presented by Karginsky-Sartan horizon of peat lands with thick polygonal wedge ice. These deposits occur in the section fragmentarily and they are found only to south from the river Yawar-Yaha. Accumulation of the lake-marsh sandy loams within this lake-alluvial plain started in second half of the Sartan cryochron, and it continuously proceeded up to the Holocene first half. The freezing of these sediments took place during the same period, and it was followed by formation of polygonal wedge ice and the upper massive strata ice thickness of the complex shape. The lake-marsh thickness with underground ice has been partially eroded in the late Holocene. The above radiocarbon data allowed establishing that formation of the ice stocks and laccoliths as well as destruction of them from above took probably place within relatively short period — from 5.7 up to 3.7 thousand years ago.

Палеогляциология

УДК 551.583.7; 551.324.8

The Mid-Pleistocene Transition and the Vostok Oldest Ice Challenge

© 2015 г. V.Ya. Lipenkov¹, D. Raynaud²¹Arctic and Antarctic Research Institute, St Petersburg;²Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble, France
lipenkov@aari.ru

Климатическая перестройка в середине плейстоцена и проблема исследования древнейшего антарктического льда со станции Восток

В.Я. Липенков¹, Д. Райно²¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;²Лаборатория гляциологии и геофизики окружающей среды, Гренобль, Франция

Статья принята к печати 6 сентября 2015 г.

*Antarctica, carbon dioxide, disturbed ice, hydrates, ice dating, Mid-Pleistocene Transition, oldest ice.**Антарктика, гидраты, датирование льда, деформированный лёд, диоксид углерода, древнейший лёд, климатическая перестройка, плейстоцен.*

Marine records indicate a dramatic change in the predominant periodicity of climate variability, from about 40 ka to about 100 ka around one million years ago. The reason for this major climatic shift, which is called the Mid-Pleistocene Transition or MPT, remains unknown – and is of great interest to the climate scientist. Could the core of the oldest meteoric ice bedded at Vostok between 3310 and 3539 m, which has experienced severe deformation, nevertheless be useful in deciphering some of the aspects of the MPT enigma? Reflecting upon this question and considering the available data from the disturbed section of the ice core, we feel impelled to propose a new project focused on the oldest Vostok meteoric ice, which could be named the Vostok Oldest Ice Challenge or VOICE.

Результаты исследований морских донных осадков показывают, что около 1 млн лет назад изменился характерный период климатических колебаний, связанных с чередованием ледниковых и межледниковых эпох: циклы в 40 тыс. лет сменились циклами в 100 тыс. лет. Причины, которые привели к перестройке климатической системы планеты в середине плейстоцена (Mid Pleistocene Transition – MPT), пока не известны и привлекают к себе пристальное внимание климатологов. Может ли керн древнего деформированного льда, залегающего в районе станции Восток в интервале глубин 3310–3539 м, дать ответы хотя бы на часть вопросов, связанных с генезисом MPT? В статье анализируются предварительные результаты изучения этого керна и обосновывается программа дальнейших углублённых исследований древнейшего антарктического льда со станции Восток под общим названием Vostok Oldest Ice Challenge (VOICE).

Introduction

Over the last few decades, the deep ice cores drilled at Russia's Vostok Station have provided a wealth of information about past climate and environmental changes. At this East Antarctica site, the ice thickness amounts to 3770 m and the snow accumulation rate is only 2.1 cm of water equivalent per year. This gives us the unique opportunity to obtain a long climatic record with a relatively high time resolution. In 1998, drilling operations in the deep 5G borehole, conducted at that time as a collaborative project between Russia, France and the United States, reached a depth of 3623 m. At 3539 m below the surface, the drill penetrated into the ice refrozen from water from Lake Vostok, a deep subglacial water body which extends below the ice sheet over a large area. After a long break, the drilling was resumed in January 2006. Finally, in February 2012, the drill

reached the surface of Lake Vostok for the first time, at a depth of 3769 m.

The whole 5G ice core can be separated into three distinct sections (Fig. 1). The upper 3310 m of the core are characterised by an undisturbed sequence of meteoric ice layers. Analysis of this section of the core has resulted in the first Antarctic ice record of atmospheric composition and climate extending through four climate cycles back to 420 kyr BP [31]. Between 3310 and 3539 m there are indications of ice-flow anomalies that could alter the original stratigraphy of meteoric ice. Finally, between 3539 m and the ice-water interface at a depth of 3769 m, the core consists of ice accreted at the bottom of the Antarctic ice sheet from Lake Vostok's water.

The Vostok ice cores which represent the upper section of the meteoric ice (0–3310 m) and the 230 m thickness of accreted ice (3539–3769 m) have been comprehensively analysed and have received

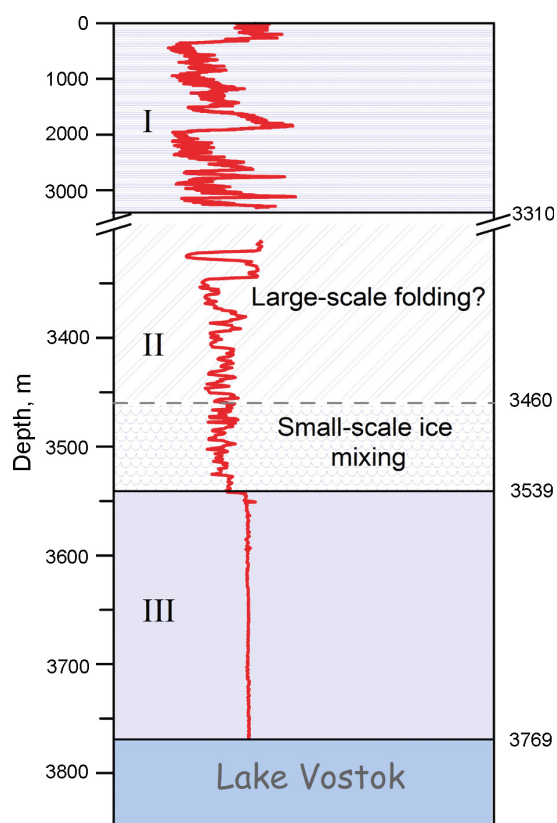


Fig. 1. Schematic representation of the vertical structure of the Antarctic ice sheet in the vicinity of Vostok station: I – undisturbed section of the Vostok meteoric ice containing continuous climatic record (0–3310 m); II – disturbed section of the meteoric ice (3310–3539 m), in which two distinct strata can be discerned: in the stratum between 3310 and 3460 m a large-scale folding of ice is presumed, in the stratum between 3460 and 3538 m the submetric scale ice interbedding is observed; III – accreted ice refrozen from Lake Vostok’s water. The deuterium profile is composed from available published data [1, 31, 40] (axis is not shown)

Рис. 1. Схематическое изображение вертикального строения антарктического ледника в районе станции Восток.

I – атмосферный лёд с ненарушенным залеганием слоёв, содержащий непрерывную информацию о прошлых изменениях климата (0–3310 м); II – атмосферный лёд с несогласным залеганием слоёв (3310–3539 м), в котором выделяются два пласта: в интервале глубин 3310–3460 м обнаружены признаки складчатой деформации льда с размером складок в первые десятки метров; для интервала 3460–3539 м характерно мелкомасштабное (в масштабе 10^{-2} – 10^{-1} м) перемешивание слоёв льда; III – конгеляционный лёд, образовавшийся из воды оз. Восток. Изотопный профиль (δD) построен по опубликованным данным [1, 31, 40] (шкала δD не показана)

extensive coverage in the scientific literature, including a number of top, widely cited papers related to past climate change and exploration of Antarc-

tic subglacial environments. Meanwhile, the oldest meteoric ice, bedded between 3310 and 3539 m, has seen much less attention. Earlier works have shown that complex ice deformation, which has occurred when the ice was still grounded upstream from Vostok Station, resulted in the folding and intermixing of ice at a submetric scale in the stratum bedded below 3450–3460 m and at a larger scale between 3310 and 3450 m (see Fig. 1) [18, 39–41]. Using an appropriate correction of the ice stratigraphy for flow disturbance in the 3320–3345 m interval, it has only been possible to extend the Vostok ice record further back to 440 kyr BP, which implies full coverage of the Marine Isotope Stage (MIS) 11 [36]. Because of the ice mixing and the diffusive smoothing of the climatic signals, extracting useful paleoclimatic information from the deeper section of the Vostok disturbed ice is a challenging problem. The aims of our paper are: (a) to explain our motivation to tackle this difficult task, (b) to discuss the old and new data relevant to this issue, and (c) to present a new project focused on the oldest Vostok meteoric ice, referred to from now on as the Vostok Oldest Ice Challenge or VOICE.

The enigma of the Mid-Pleistocene Transition

During the Pleistocene, roughly the last 2.5 million years, the Earth’s surface has known a series of glacial-interglacial cycles stimulated by changes in the distribution of the solar radiation reaching the Earth’s surface, themselves driven by the periodicities of the Earth motion around the sun (about 100 and 400 ka) and of changes in the tilt (41 ka) and direction (23 and 19 ka) of Earth’s rotation axis. These oscillations are well imprinted in the long deep-sea sediment records [20] but surprisingly, they indicate a systematic change in the predominant periodicity from about 40 to about 100 ka around one million years ago, although there is no marked change in the insolation signal driven by the Earth’s orbital parameters (Fig. 2). This is called the Mid-Pleistocene Transition and is a major, if not the key Pleistocene enigma yet to be solved.

Conceptually, it is possible to shift from a ‘rapid’ to a slower oscillation by adding a long trend. This is what Paillard [27] and Paillard and Parrenin [29] showed by using a simple conceptual model with multiple equilibria (threshold model) in the climatic

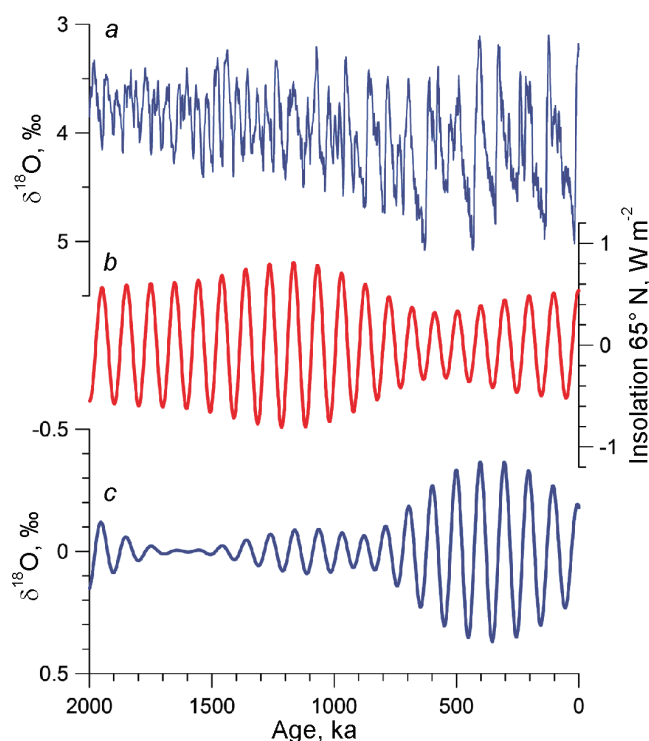


Fig. 2. Changes in insolation and benthic $\delta^{18}\text{O}$ over the past two million years:

a – the LR04 stack of benthic $\delta^{18}\text{O}$ records [20] over the last 2 Ma; *b* – time series of June 21 insolation at 65°N [14] filtered using a 100-ka Gaussian filter with a bandwidth of 10 ka; *c* – the LR04 stack filtered using a 100-ka Gaussian filter with a bandwidth of 10 ka.

Calculations are performed with the Analyseries software [28]

Рис. 2. Изменение инсоляции и изотопного ($\delta^{18}\text{O}$) состава бентосных фораминифер за последние 2 млн лет: *a* – сводный ряд LR04 данных по $\delta^{18}\text{O}$ бентосных фораминифер [20] за последние 2 млн лет; *b* – ряд инсоляции 21 июня, рассчитанный для параллели 65° с.ш. [14] и сглаженный фильтром Гаусса 100 тыс. лет с полосой пропускания 10 тыс. лет; *c* – сводный ряд LR04, сглаженный фильтром Гаусса 100 тыс. лет с полосой пропускания 10 тыс. лет.

Расчёты выполнялись с помощью программы Analyseries [28]

system to simulate, within the framework of the astronomical theory, the onset of a prominent 100 ka cycle at the time of the MPT, by adding a long-term drift reflecting the cooling since the Miocene.

Most hypotheses for the origin of the MPT invoke a response to a long-term cooling possibly induced by decreasing atmospheric CO_2 concentrations (see [6] and references herein). Raymo et al. [33] argued that pre-MPT predominance of the obliquity frequency is due to the cancellation effect of the integrated precession signal associated with changes in ice sheet volume, which is out of phase

between the northern and southern hemispheres. They speculated that during MPT, high latitudes became cool enough to enable the growing Antarctic ice sheet to cover the terrestrial margin no longer vulnerable to ice melting. The consequence would have been that the Antarctic ice volume was controlled by sea level changes essentially driven by Northern Hemisphere ice sheet fluctuations, leading to inphase changes of northern and southern ice sheets. This would have strengthened the precession signal of the global $\delta^{18}\text{O}$ marine record, and so induced a change in the observed predominant periodicity. The proposal that at the MPT, marine-based ice sheet margins replaced terrestrial margins around Antarctica, has been borne out by drill records from the margins of Antarctica on the edge of the Ross Sea [25, 26] and by ice-sheet-ice shelf model simulation of the dynamics of West Antarctica [32]. Further evidence for the major role of Antarctic ice volume during the MPT arises from a deep-ocean sediment core (ODP 1123) taken east from New Zealand. By separating the effects of ocean temperature and ice volume on the benthic oxygen isotopic record, Elderfield et al. [8] suggest that an abrupt increase in Antarctic ice volume initiated the MPT around 900 ka ago.

MPT and atmospheric CO_2

Assuming that the Pliocene cooling played a major role in the establishment of the MPT, we have yet to assess the potential contribution of atmospheric CO_2 to this cooling trend and to the MPT shift between obliquity and eccentricity as the dominant orbital signal in the paleo-record.

Ice core record. The most direct and reliable archives of long-term atmospheric CO_2 background level during the past are enclosed in Antarctic ice [34, 35]. The Vostok [31] and EPICA DC [21] ice cores offer the best CO_2 record covering the last 800 ka. The record is, on the whole, remarkably correlated with the climate record imprinted in the same cores under the signature of the ice isotopic D/H record [13, 31] and exhibits a dominant ~ 100 ka periodicity in the spectrum of the Earth motion driven by its orbital and axial oscillations. Unfortunately no other long vertical ice core offers, up to date, a continuous chronological sequence reaching 1 Ma or more, and this is one of the major challenges in ice core science for the future [10].

There is another way to recover very ancient ice in Antarctica: by sampling a zone of blue ice at or near the surface. This ice, which has travelled a long way in depth, now appears at the surface in regions where no snow accumulates because of the winds and where ablation may occur due to radiative sublimation. Of course, the stratigraphy of this ice may have been disturbed because of its journey in depth and close to the bedrock, but it may be very old. Recently, Higgins et al. [11] reported on atmospheric composition, including CO₂, 1 million years ago from blue ice in the Allan Hills in Antarctica. The estimated 1 Ma ice, dated by the ⁴⁰Ar method with an uncertainty of about ± 200 ka, was found in a stratigraphically disturbed section at the base of a 126 m ice core. The CO₂ concentrations measured on the 1 Ma ice are in the range 221–277 ppm. They have to be compared with the 280 ppm pre-industrial value and the glacial-interglacial oscillations over the last 800 ka, whose amplitudes are between about 170 and 300 ppm [21].

Marine record. In 2009, motivated by the lack of an ice core record of atmospheric CO₂ covering the MPT period, Hönisch et al. [12] proposed using the boron isotopic composition in planktonic foraminifer, which is a proxy for past sea water pH, to estimate atmospheric partial pressure of CO₂ across the MPT. Based on this study, which presents a record back to 2 Ma, the pre-MPT atmospheric partial pressure of CO₂ during interglacials were similar as during the recent post-MPT (the last 500 ka), whereas atmospheric CO₂ during the pre-MPT glacial periods was higher than during post-MPT.

More recently [24], the boron-isotope record has been extended to the late Pliocene (3.3 to 2.3 Ma ago), a period, which is supposed to include the warmest intervals of the Pliocene between 3.3 and 3 Ma ago. This new record indicates atmospheric CO₂ concentrations on the whole between 400 and 300 ppm.

In summary. The first attempt to get atmospheric CO₂ levels around 1 Ma ago from Antarctic blue ice indicates values between 221 and 277 ppm, i.e. below the pre-industrial level. This preliminary work reinforces the hope to get an accurate record from ice across the MPT in future. On the other hand, the marine Boron-isotope record has the potential to extend the record back to the Miocene. Combining the 2 records should help to assess the role of atmospheric CO₂ in driving the long trend cooling during

the Pleistocene and the MPT shift in the dominant orbital signal, which is observed in the paleorecord.

The bottom section of the Vostok meteoric ice

The next question to be discussed in this section is: could the oldest meteoric ice bedded at Vostok below 3345 m, which has experienced severe deformation, folding, intermixing and diffusive smoothing, nevertheless still be useful in deciphering some of the aspects of the MPT enigma? The precondition for a positive answer is that the disturbed ice should be much older than the undisturbed section of the Vostok ice core (420 ka) and older than the oldest continuous EPICA record obtained so far, which spans back to 800 ka [9]. In that case, despite the stratigraphic discontinuity, studies of such ice, in particular the measurements of the air content and the concentration of CO₂ in trapped air, can yield new important information on the potential role of the Antarctic ice sheet instability and the atmospheric carbon dioxide in the genesis of MPT. Below we present and discuss some old and new data on the ice texture and fabric, the air content of ice and the geometrical properties of the air-hydrate crystals obtained from the Vostok ice core below 3310 m, which in our view should stimulate further comprehensive investigations of the 228 m thick stratum of disturbed meteoric ice at Vostok.

Ice texture and fabric. In the Vostok core of meteoric ice, two different types of microstructure, referred to as A and B, distinguish interglacial ice from glacial ice [2, 18]. In the A layers, which have low impurity content of ice and are associated with interglacial conditions, the ice grains are larger and their *c*-axes exhibit vertical-girdle-type orientation. Stress field leading to such fabric is characterised by uniaxial tension in the direction of the ice flow. As a result, *c*-axes rotate away from the tensile axis, which makes the ice harder to deform.

On the contrary, in the B layers, which have been formed under conditions of glacial maxima and are therefore characterised by high impurity content, the fine-grained ice with vertical clustering of *c*-axes is observed. This kind of fabric pattern corresponds to vertical compression in the upper part of ice sheet, or to simple shear in its bottom part.

The difference between the two types of layers, being very small in the upper section of the ice sheet,

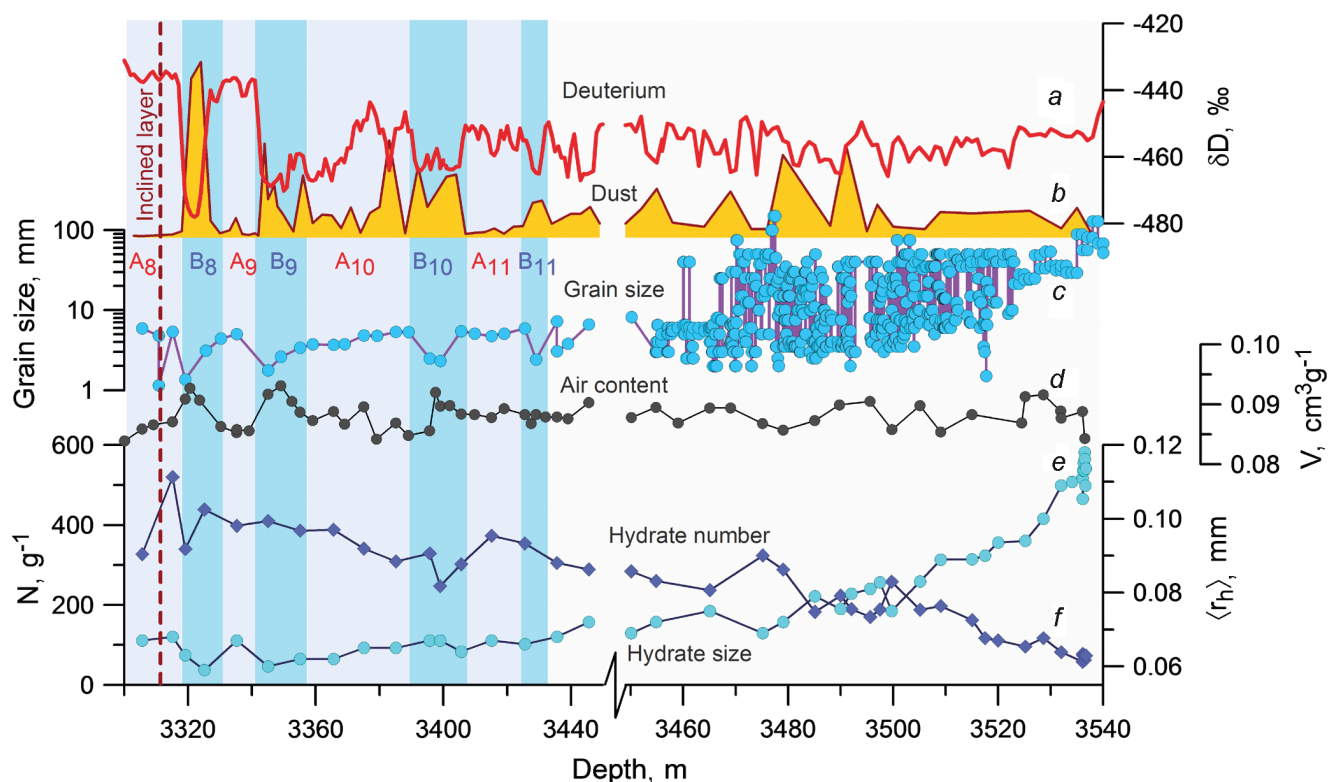


Fig. 3. Physical and geochemical properties of the Vostok meteoric ice bedded between 3310 m and 3539 m below the surface: *a* – deuterium content of the ice δD , ‰ [31, 40]; *b* – the atmospheric dust concentration [31, 39] (axis is not shown); *c* – size of ice grains, mm [2, this work]; *d* – air content of ice V , cm^3g^{-1} ; *e* – mean radius of air-hydrate crystals $\langle r_h \rangle$, mm [3, this work]; *f* – number concentration of air-hydrate crystals N , g^{-1} [3, this work].

Layers A8–A11 consist of coarse-grained ice with vertical-girdle fabric; they were deposited at the interglacial conditions. Layers B8–B11 have fine-grained texture and preferable vertical (single-maximum) orientation of *c*-axes; they were deposited at the glacial conditions. Below 3450 m, the thickness of these layers reduces to a centimeter scale. Three thin volcanic ash layers inclined in opposite directions were observed at a depth of 3311 m. They are believed to mark the upper boundary of the disturbed ice at Vostok [31]

Рис. 3. Физические и геохимические характеристики атмосферного льда, залегающего в районе станции Восток в интервале глубин 3310–3539 м:

a – содержание дейтерия во льду δD , ‰ [31, 40]; *b* – концентрация атмосферной пыли [31, 39] (шкала не показана); *c* – размер зёрен льда, мм [2, эта работа]; *d* – общее газосодержание ледяной породы V , cm^3g^{-1} ; *e* – средний радиус кристаллов гидратов воздуха $\langle r_h \rangle$, мм [3, эта работа]; *f* – счётная концентрация кристаллов гидратов воздуха N , g^{-1} [3, эта работа]. Слои A8–A11 сложены крупнокристаллическим льдом с поясной ориентировкой *c*-осей кристаллов; эти слои сформировались в условиях межледниковых периодов. Слои B8–B11 сложены мелкокристаллическим льдом с однокосинусной ориентировкой *c*-осей; эти слои формировались в условиях ледниковых максимумов. Глубже 3450 м мощность слоёв с различным строением льда уменьшается до нескольких сантиметров. Три тонких прослоя вулканической пыли с несогласным залеганием обнаружены на глубине 3311 м. Считается, что глубже этого горизонта стратиграфическая последовательность залегания ледяных слоёв нарушена [31]

increases with depth, as shear stress become progressively more important, and, finally, clearly manifests itself in the disturbed section of meteoric ice below 3310 m (see Fig. 1 and Fig. 3). Two distinct strata can be easily discerned here. Between 3310 and 3460 m, the relatively long-wave variations in the ice textural and fabric properties (see layers A8–A11 and B8–B11 in Fig. 3) occur in concordance with climatic changes reflected in the isotopic (see Fig. 3, *a*) and dust (see Fig. 3, *b*) contents of the ice, in a similar

way as has been documented for the undisturbed section of meteoric ice above 3310 m. However, it has been proposed [41] and later on confirmed experimentally (for depth interval of 3320–3345 m) [36] that a large-scale folding, at a scale of a few tens of meters, could have altered the original stratigraphic sequence in this part of the Vostok core. The observed dumping of variations in the isotopic composition and the impurity content (see Fig. 3, *a*, *b*) is considered to be a result of ice mixing, which should

accompany the large-scale ice folding [40, 41]. The latter inference is supported by three thin ash layers slipping in opposite directions, which have been discovered at an interval of a few centimeters, at depths of 3310.6 and 3310.8 m [31].

Below 3460 m, a scale of the A- and B layers interbedding is reduced to the 10^{-2} – 10^{-1} m. At the same time, the amplitude of the grain size variations increases by an order of magnitude, mostly due to the abnormal grain growth at annealing temperatures, uninhibited by insoluble impurities in the A layers. The ice fabric pattern remains the same here as in the upper section of the disturbed ice, that is the girdle-type *c*-axis orientation is observed in the A layers with low concentration of atmospheric dust, and the single-maximum fabric in the B layers with high dust concentration (see Fig. 5 in [39]). However, the diffusive smoothing superimposed on the ice mixing at submetric scale would normally have drastically altered the isotopic signal. Consequently, high-resolution isotope measurements, which have been performed continuously along the selected depth intervals, do not reveal coherent variations with the dust and textural properties of A and B layers (A. Ekaykin, unpublished data). Importantly, the air-hydrate crystals exhibit uninterrupted gradual growth with depth (age) of ice in the bottom section of the Vostok core (see below). This has been regarded as a proof that only centimeter scale intermixing of ice, if any, could have taken place here [18].

At the very bottom of meteoric ice, between 3522 and 3539 m, the amplitude of the grain size variations significantly decreases (see Fig. 3, *c*), apparently due to the sudden disappearance of the B type layers. This could result from the uniformly low concentration of dust below 3522 m, although more dust measurements are needed to prove this assertion (see available data in Fig. 3, *b*).

Folding and the ice flow disturbance in the bottom ~250 m of glacier ice are well known phenomena. It has been shown that the difference in the mechanical properties of layers with distinct microstructure, as those described above as layers A and B, may cause micro-folding at a scale of a few centimeters [7]. Assuming a longitudinal compression of ice would lead to a concept of tectonic thickening and progressive build-up of the deformed basal ice upwards with more advanced deformation close to the bed [41]. Such stress conditions indeed may occur in the vicinity of Vostok Station, at the south-

ern end of Lake Vostok. Here the ice sheet is substantially grounded, so that the lake edge, which is located less than 5 km downstream from the bore-hole, can hinder the basal ice movement and favour ice blocking [18]. The existence of a «young» (present-day) shear zone beneath Vostok appears to be the most plausible explanation for the highly deformed ice observed in the deepest section of the disturbed ice (3460–3539 m). Indeed, if such a zone was generated upstream from Lake Vostok, all textural and fabric distinction between layers A and B would have been eliminated by the ice recrystallisation under annealing temperatures (4.5 – 6° below the pressure melting point) during the long (~40 kyr [38]) journey of this ice over subglacial Lake Vostok, from the upstream grounding line to the drilling site.

On the contrary, the large scale folding, which is presumed to be characteristic of the upper, cooler section of the disturbed ice, between 3310 and 3460 m (though up to now it has only been confirmed on one occasion, in the depth interval of 3320–3345 m), is thought to have occurred when the ice was grounded upstream from Vostok, due to the interaction of the basal ice with the bedrock undulations. Earlier studies have shown that the freezing of lake water on the sole of the ice sheet in the area of Vostok Station occurred as soon as the ice crossed the grounding line [38, 41]. This implies that the basal ice did not experience loss by melting after contact with the lake water, and that very old, though badly deformed, Antarctic ice may exist here.

Air content of ice. We have measured the air content of ice (*V*) along the disturbed section of the Vostok ice core using a barometric method implemented with an experimental setup called STAN [17]. The absolute precision of the STAN measurements is estimated to be within $\pm 0.6\%$ for typical for polar ice level of air content of an order of $0.1 \text{ cm}^3 \text{g}^{-1}$ (hereafter the gas volume is given at standard conditions: $T = 273.15 \text{ K}$ and $P = 0.1013 \text{ MPa}$). The new data presented in Fig. 3, *d* extends the previously obtained Vostok *V* records [19, 22] to the boundary between the meteoric ice and accreted ice at 3539 m below the surface. The whole combined *V* record (not shown) demonstrates a weak tendency of air content to decrease with increasing depth. The mean values of *V* were found to be $0.0892 \pm 0.0037 \text{ cm}^3 \text{g}^{-1}$ ($\pm 10\sigma$) between 114 and 3310 m (i.e. during the last ~420 ka), $0.0884 \pm 0.0021 \text{ cm}^3 \text{g}^{-1}$ in the depth interval of 3310–3500 m, and $0.0881 \pm 0.0022 \text{ cm}^3 \text{g}^{-1}$ below 3500 m.

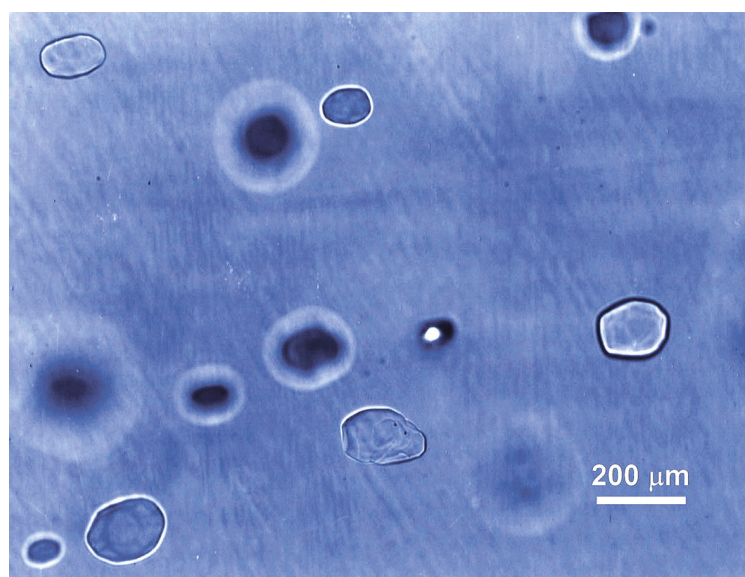


Fig. 4. Ensemble of mixed air clathrate-hydrate crystalline inclusions in the old Vostok meteoric ice from a depth of 3535 m

Рис. 4. Ансамбль кристаллических включений смешанных клатратных гидратов воздуха в керне атмосферного льда станции Восток с глубины 3535 м

The air content of polar ice averaged over the time spans covering several climatic cycles should be proportional to the mean atmospheric pressure at the site of the ice formation (see e.g. [23]). For instance, the observed decrease of the V in the deeper sections of the Vostok ice core reflects advection of ice from the sites with higher elevation, located upstream from Vostok. Aside from this trend, the new measurements show that the mean air content of the oldest meteoric ice is almost the same as that measured in the upper section of the Vostok core (114–3310 m) [19, 22], and in other words, typical for polar ice formed at the conditions (atmospheric pressure, temperature) prevailing at Vostok Station [23]. This implies that during a long time period covering the formation of the presently 3539 m thick stratum of meteoric ice at Vostok, the ice-sheet surface elevation in this part of Antarctica has been essentially stable and similar to that during the last 420 ka.

Growth of air-hydrate crystals and the maximum age of meteoric ice at Vostok. Dating the disturbed ice is the key challenge. Provided the basal ice flow has not been disturbed, extrapolation of the existing glaciological timescales below the end of the continuous climatic record at Vostok can give a conditional estimate of the age-depth relationship for meteoric ice bedded below a depth of 3310 m. With different assumptions about temperature and accumulation rate

prior to 420 ka BP, the boundary conditions along the Vostok flow line, and available independent constraints on the ice flow modeling and ice dating, the glaciological models estimate the age of ice at a depth of 3500 m to be between 716 and 930 ka [30, 38].

Another approach to dating very old glacier ice employs the post-formation growth («Ostwald ripening») of mixed air clathrate-hydrate crystals (Fig. 4), which occurs in the polar ice sheet due to diffusion of air molecules through the ice matrix. The difference in size between crystals induces the gas-concentration gradients in the ice matrix and creates a driving force for oxygen and nitrogen diffusion from smaller crystals towards the larger ones. Based on the theory of precipitation from supersaturated solutions [15], A. Salamatin with co-authors [37] have developed a mathematical description of this process. Their model describes the time evolution of the hydrate-size distribution below the bubble-to-hydrate transition zone.

The size and number concentration, N , of air hydrates have been measured in thin section of ice under a binocular microscope, using experimental and calculation procedures elaborated for the Vostok ice core [16]. In accordance with the model prediction, the data show a sharp increase in the mean radius of hydrates, $\langle r_h \rangle$, and corresponding decrease in N within the lowest 40 meters of the meteoric ice,

in close proximity to its boundary with ice accreted from Lake Vostok's water (see Fig. 3, *e, f*). It is worth noting that the volume concentration of hydrates (as well as the mean air content of ice) in the disturbed ice between 3310 and 3539 m remain at the same levels as in the upper section of the Vostok core covering the last four climatic cycles.

Numerous computational experiments performed with the model of hydrate ripening [37] and an improved thermo-mechanical model simulating the ice flow and the heat transfer along the fixed flow tube passing through Vostok Station [38], has shown that the climatically induced fluctuations in the air-hydrate geometrical properties [16] become essentially extinguished below 3400 m and that the mean radius of the inclusions increases linearly with the age of the ice between 3100 and 3500 m [3]. This inference has been used to extend the extrapolated glaciological timescale [38] from 3500 m down to the interface between meteoric and accreted ices using experimental data on the size of air hydrates. Using this procedure, the maximum age of the meteoric ice beneath Vostok was calculated to be 1.85 ± 0.2 Ma [3].

Summary and outlook

The ice flow disturbances, which alter the stratigraphic continuity and mask the paleoclimatic record in the Vostok ice core below 3310 m, occur on a relatively small scale and do not disguise the expected growth of air-hydrate crystals with depth (age of ice) at the annealing conditions prevailing in the bottom part of the ice sheet. This has allowed the first assessment of the maximum age of the disturbed ice to be carried out on the basis of the hydrate growth experimental data and theory. The preliminary results seem to be encouraging, since they indicate that potentially, Antarctic ice older than 1.5 Ma is present in the existing Vostok ice core. The air content measured in the deepest section of the core suggests that the surface elevation in the central part of the East Antarctic ice sheet has been stable over the time span corresponding to the period of meteoric ice accumulation (>1.5 Ma?), thus supporting the current model results [32].

The results obtained at this stage of the studies impel us to propose further comprehensive investigations in order to meet the Vostok Oldest Ice Challenge more closely. We therefore suggest the following next steps within the VOICE project.

1. Ice dating and chronology reconstruction. This theme includes further refinement of the ice dating method based on the air-hydrate crystal growth data and theory. The uncertainties of this approach should be more carefully assessed. A number of new absolute methods for old ice dating are currently under development. Taking into account the limited amount of ice available for analysis, it is most feasible that only $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ [5] and $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ [4] dating techniques can be applied to obtain independent age estimates for the oldest meteoric ice at Vostok. Reconciliation of the results would help to clarify the uncertainties of the different dating methods used, and would be crucial for the overall progress of the VOICE project. One can also envisage that the age of the Vostok disturbed ice younger than 800 ka may be reconstructed through the matching of globally-homogeneous atmospheric parameters ($\delta^{18}\text{O}$, CO_2 , CH_4) measured in the Vostok core to those in the dated EPICA ice core records. New, additional gas measurements on the Vostok ice core are necessary to allow such matching.

2. CO_2 measurements. If the very old age of Vostok meteoric ice, as inferred from the air-hydrate growth below 3500 m, is confirmed, the measurements of concentration of carbon dioxide in the air extracted from this ice will allow us to extend the Antarctic ice record of CO_2 beyond 1 Ma BP.

3. High-resolution stable isotope measurements. The existing isotopic record for the deepest section of the Vostok meteoric ice (see Fig. 3, *a*) was measured continuously on 1-m long samples. It is advisable to perform new measurements with a resolution of 0.1 m or better in order to obtain data which could be useful for studying relative contributions of the small-scale ice mixing and diffusive smoothing of the isotopic signal to the observed dumping of the isotope record below 3350 m. Depending on the progress of this study, the Vostok isotopic record can be deconvolved and matched to the appropriately scaled EPICA record in the age interval between 800 and 400 ka BP. This would help to reconstruct the ice chronology in the upper section of the disturbed ice, between 3345 and 3460 m.

4. High-resolution studies of ice microstructure (texture, fabric and imperfection of ice crystals). Such studies, if performed on a continuous basis in the depths interval of 3460–3539 m, may yield valuable information related to the formation of the shear zone and of the submetric-scale ice mixing at the

base of meteoric ice at Vostok. High-resolution measurements of dust concentration in selected depth intervals would be of use for interpreting the microstructural data. Aside from this, the microstructural properties may help to distinguish between interglacial ice and glacial ice layers in the conditions when even a high-resolution isotopic profile becomes non-informative in this respect. This may be in demand when interpreting the data from gas analyses, which are planned for this section of the core.

The additional measurements proposed above will require a considerable amount of ice, especially in the case of the $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ and $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ analyses. The replicate ice core from borehole 5G-3 recently obtained at Vostok Station, which duplicates the old 5G-1 core between 3458 and 3538 m, will allow implementation of the planned measurement, and revalidation of obtained results, if needed, as well.

5. Reconnaissance studies along the Vostok flow line, and in the vicinity of Ridge B. Although the continuous paleoclimatic record is hardly available from the Vostok ice below 3310 m, there is potential for recovering a longer, continuous paleoclimatic record at a site located upstream of Vostok, in the vicinity of Ridge B. Detailed geophysical and glaciological surveys in this region, accompanied by modeling efforts, as recommended by the IPICS community [10], should be part of the VOICE project.

In our view, implementing the VOICE project in accordance with the proposed plan will significantly boost our understanding as to how and to what extent the oldest Antarctic ice may help in deciphering the enigma of the Mid-Pleistocene climatic transition. The methodological developments and the expertise associated with progress in VOICE could be useful for future studies of the new oldest ice core, which is anticipated from the new deep drilling project in East Antarctica recently proposed by the international ice core community, represented by the International Partnership for Ice Core Science – IPICS (<http://www.pages-igbp.org/ini/end-aff/ipics/intro>).

Acknowledgements. This work was financially supported by the Russian Science Foundation, grant 14-27-00030. The collaborative research was carried out in the network of the Russian-French International Associated Laboratory (LIA) «Climates and Environments from Ice Archives». We are grateful to A. Salamatin, F. Parrenin, C. Ritz, M-F. Loutre, D. Paillard, D. Pollard and A. Ekaykin

for useful discussions. We also thank A. Lagnado for English editing of the manuscript.

References

1. Екайкин А.А., Козачек А.В., Липенков В.Я., Преображенская А.В., Шибанов Ю.А. Гидрологический режим подледникового озера Восток (Антарктида) по данным геохимических исследований ледяного керна и озерной воды // Вестн. РФФИ. 2013. № 2 (78). С. 57–63.
2. Липенков В.Я., Полякова Е.В., Дюваль П., Преображенская А.В. Особенности строения антарктического ледникового покрова в районе станции Восток по результатам петроструктурных исследований ледяного керна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 76. С. 68–77.
3. Цыганова Е.А., Липенков В.Я. Рост воздушных гидратов и возраст придонного льда в Центральной Антарктиде // Лёд и Снег. 2011. № 1 (113). С. 5–12.
4. Auer M., Wagenbach D., Wild E.M., Wallner A., Priller A., Miller H., Schlosser C., Walter K. Cosmogenic ^{26}Al in the atmosphere and the prospect of a $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ chronometer to date old ice // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 287. P. 453–462.
5. Bender M.L., Barnett B., Dreyfus G., Jouzel J., Porcelli D. The contemporary degassing rate of ^{40}Ar from the solid Earth // PNAS. 2008. V. 105 (24). P. 8232–8237.
6. Clark P.U., Archer D., Pollard D., Blum J.D., Rial J., Brovkin V., Mix A.C., Pisias N.G., Roy M. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO_2 // Quaternary Science Reviews. 2006. doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.008.
7. Dahl-Jensen D., Thorsteinsson T., Alley R., Shoji H. Flow properties of the ice from the Greenland Ice Core Project ice core: the reason for folds? // Journ. of Geophys. Research. 1994. V. 102. N C12. P. 26831–26840.
8. Elderfield H., Ferretti P., Greaves M., Crowhurst S., McCave I.N., Hodell D., Piotroski A.M. Evolution of ocean temperature and ice volume through the Mid-Pleistocene Climate Transition // Science. 2012. V. 337. P. 704–709.
9. EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature. 2004. V. 429. P. 623–628.
10. Fischer H., Severinghaus J., Brook E., Wolff E., Albert M., Alemany O., Arthern R., Bentley C., Blankenship D., Chappellaz J., Creys T., Dahl-Jensen D., Dinn M., Frezzotti M., Fujita S., Gallee H., Hindmarsh R., Hudspeth D., Jügle G., Kawamura K., Lipenkov V., Miller H., Mulvaney R., Parrenin F., Pattyn F., Ritz C., Schwander J., Steinhage D., van Ommen T.,

- Wilhelms F. Where to find 1.5 million yr old ice for the IPICS «Oldest-Ice» ice core // *Climate of the Past*. 2013. V. 9. P. 2489–2505.
11. Higgins J.A., Kurbatov A.V., Spaulding N.E., Brook E., Introne D.S., Chimiak L.M., Yan Y., Mayewski P.A., Bender M.L. Atmospheric composition 1 million years ago from blue ice in the Allan Hills, Antarctica // *PNAS*. 2015. V. 112 (22). P. 6887–6891.
 12. Hönisch B., Hemming N.G., Archer D., Siddall M., McManus J.F. Atmospheric Carbon Dioxide Concentration Across the Mid-Pleistocene Transition // *Science*. 2009. V. 324. P. 1551–1554.
 13. Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.M., Chappellaz J., Fischer H., Gallet J.C., Johnsen S., Leuenberger M., Loulergue L., Luethi D., Oerter H., Parrenin F., Raisbeck G., Raynaud D., Schil A., Schwander J., Selmo E., Souchez R., Spahni R., Stauffer B., Steffensen J.P., Stenni B., Stocker T.F., Tison J.L., Werner M., Wolff E.W. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years // *Science*. 2007. V. 317. P. 793–796.
 14. Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth // *Astronomy & Astrophysics*. 2004. V. 428. P. 261–285. doi:10.1051/0004-6361:20041335.
 15. Lifshitz I.M., Slyozov V.V. The kinetics of precipitation from supersaturated solid solutions // *Journ. of Phys. Chem. Solids*. 1961. V. 19 (1/2). P. 35–50.
 16. Lipenkov V.Ya. Air bubbles and air-hydrate crystals in the Vostok ice core // In: T. Hondoh, ed. *Physics of ice core records*. Sapporo: Hokkaido University Press, 2000. P. 327–358.
 17. Lipenkov V., Candaudap F., Ravoire J., Dulac E., Raynaud D. A new device for air content measurements in polar ice // *Journ. of Glaciology*. 1995. V. 41 (138). P. 423–429.
 18. Lipenkov V.Ya., Barkov N.I. Internal structure of the Antarctic Ice Sheet as revealed by deep core drilling at Vostok Station // *Lake Vostok Study: Scientific Objectives and Technological Requirements: International Workshop*. March 24–26 1998. St. Petersburg, AARI, 1998. P. 31–35.
 19. Lipenkov V.Ya., Raynaud D., Loutre M.F., Duval P. On the potential of coupling air content and O_2/N_2 from trapped air for establishing an ice core chronology tuned on local insolation // *Quaternary Science Reviews*. 2011. V. 30. P. 3280–3289. doi:10.1016/j.quascirev.2011.07.013.
 20. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. PA1003. doi:10.29/2004PA001071.
 21. Lüthi D., Le Floch M., Bereiter B., Blunier T., Barnola J.-M., Siegenthaler U., Raynaud D., Jouzel J., Fischer H., Kawamura K., Stocker T.F. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present // *Nature*. 2008. V. 453. P. 379–382.
 22. Martinerie P., Lipenkov V.Ya., Raynaud D., Chappellaz J., Barkov N.I., Lorius C. Air content paleo record in the Vostok ice core (Antarctica): A mixed record of climatic and glaciological parameters // *Journ. of Geophys. Research*. 1994. V. 99. № D5. P. 10565–10576.
 23. Martinerie P., Raynaud D., Etheridge D.M., Barnola J.-M., Mazauder D. Physical and climatic parameters which influence the air content in polar ice // *Earth and Planetary Science Letters*. 1992. V. 112. P. 1–13.
 24. Martinez-Boti M.A., Foster G.L., Chalk T.B., Rohling E.J., Sexton P.F., Lunt D.J., Pancost R.D., Badger M.P.S., Schmidt D.N. Plio-Pleistocene climate sensitivity evaluated using high-resolution CO_2 records // *Nature*. 2015. V. 518. P. 49–54.
 25. McKay R., Naish T., Powell R., Barrett P., Scherer R., Talarico F., Kyle P., Monien D., Kuhn G., Jackolski C., Williams T. Pleistocene variability of Antarctic Ice Sheet extent in the Ross Embayment // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 34. P. 93–112.
 26. Naish T., Powell R., Levy R., Wilson G., Scherer R., Talarico F., Krissek L., Niessen F., Pompilio M., Wilson T., Carter L., DeConto R., Huybers P., McKay R., Pollard D., J. Ross J., Winter D., Barrett P., Browne G., Cody R., Cowan E., Crampton J., Dunbar G., Dunbar N., Florindo N., Gebhardt C., Graham I., Hannah M., Hansaraj D., Harwood D., Helling D., Henrys S., Hinnov L., Kuhn G., Kyle P., Laufer A., Maffioli P., Magens D., Mandernack R., McIntosh W., Millan C., Morin R., Ohneiser C., Paulsen T., Persico D., Raine I., Reed J., Riesselman C., Sagnotti L., Schmitt D., Sjunneskog C., Strong P., Taviani M., Vogel S., Wilch T., Williams T. Obliquity-paced Pliocene West Antarctic ice sheet oscillations // *Nature*. 2009. V. 458. P. 322–328.
 27. Paillard D. The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model // *Nature*. 1998. V. 391. P. 378–381.
 28. Paillard D., Labeyrie L., Yiou P. Macintosh program performs time-series analysis // *EOS Trans. AGU*. 1996. № 77. P. 379.
 29. Paillard D., Parrenin F. The Antarctic ice sheet and the triggering of deglaciations // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 227. P. 263–271.
 30. Parrenin F., Remy F., Ritz C., Siebert M.J., Jouzel J. New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core // *Journ. of Geophys. Research*. 2004. V. 109. D20102. doi:10.1029/2004JD004561.
 31. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delague G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pepin L., Ritz C.,

- Saltzman E., Stievenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. № 6735. P. 429–436.
32. *Pollard D., DeConto R.M.* Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years // *Nature*. 2009. V. 458. P. 329–332.
33. *Raymo M.E., Lisiecki L.E., Nisancioglu K.H.* Pliocene–Pleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global $\delta^{18}\text{O}$ record // *Science*. 2006. V. 313. P. 492–495.
34. *Raynaud D.* The integrity of the ice record of greenhouse gases with a special focus on atmospheric CO_2 // *Ice and Snow*. 2012. V. 2 (118). P. 5–14.
35. *Raynaud D., Jouzel J., Barnola J.M., Chappellaz J., Delmas R.J., Lorius C.* The ice record of greenhouse gases // *Science*. 1993. V. 259. P. 926–934.
36. *Raynaud D., Barnola J.M., Souchez R., Lorrain R., Petit J.R., Duval P., Lipenkov V.Ya.* The record for marine isotopic stage 11 // *Nature*. 2005. V. 436. P. 39–40.
37. *Salamat A.N., Lipenkov V.Ya., Hondoh T.* Air-hydrate crystal growth in polar ice // *Journ. of Crystal Growth*. 2003. V. 257. P. 412–426.
38. *Salamat A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Ya.* Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // In: *Hondoh T., ed. Physics of ice core records*. Sapporo: Hokkaido University Press, 2009. V. 2. P. 167–194.
39. *Simoës J.C., Petit J.R., Souchez R., Lipenkov V.Ya., De Angelis M., Liu L., Jouzel J., Duval P.* Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the glacier ice from Vostok core // *Annals of Glaciology*. 2002. V. 35. P. 340–346.
40. *Souchez R., Jean-Baptiste P., Petit J.R., Lipenkov V.Ya., Jouzel J.* What is the deepest part of the Vostok ice core telling us? // *Earth-Science Review*. 2002. V. 60. P. 131–146.
41. *Souchez R., Petit J.R., Jouzel J., Simões J., de Angelis M., Barkov N., Stievenard M., Vimeux F., Sleewaege S., Lorrain R.* Highly deformed basal ice in the Vostok core, Antarctica // *Geophys. Research Letters*. 2002. V. 29. P. 4041–4044.

Климатическая перестройка в середине плейстоцена и проблема исследования древнейшего льда со станции Восток

Результаты исследований колонок морских донных осадков [20] показывают, что в середине плейстоцена, около 1 млн лет назад (л.н.), произошло изменение периодичности глобальных изменений климата: климатические колебания, связанные с чередованием ледниковых и меж-

ледниковых эпох, которые до этого происходили с периодом около 40 тыс. лет, сменились более значительными по амплитуде колебаниями с периодом около 100 тыс. лет. Причины, вызвавшие перестройку климатической системы планеты (Mid Pleistocene Transition – MPT), пока не известны и приковывают к себе пристальное внимание климатологов.

Большинство гипотез связывают произошедшие тогда изменения с растянувшимся на многие сотни тысяч лет похолоданием климата планеты, которое, как считают многие исследователи, вызвано постепенным понижением концентрации CO_2 в атмосфере Земли [6]. Это продолжительное похолодание могло не только вызвать разрастание (в более холодные эпохи) ледниковых щитов Северной Америки, но и привести к увеличению размеров Восточно-Антарктического ледникового покрова. Последнее сопровождалось продвижением края ледника в сторону моря и, следовательно, изменением механизма его реакции на колебания климатических условий и уровня Мирового океана [33]. Выяснение истинных причин MPT станет существенным прогрессом в понимании роли углеродного цикла в глобальных климатических изменениях, что в свою очередь повысит надёжность долгосрочных и сверхдолгосрочных климатических прогнозов.

Для ответа на вопросы, связанные с происхождением MPT, в первую очередь необходимо иметь количественные данные об изменении климата и газового состава атмосферы за последние 1,5–2 млн лет. Считается, что их можно получить по кернам древнего льда, залегающего в основании Восточно-Антарктического ледникового покрова [10]. Именно на это будет нацелен новый международный проект глубокого бурения в Антарктиде, предложенный научной организацией Международное партнёрство в изучении ледяных кернов (International Partnerships in Ice Core Sciences – IPICS, см. <http://www.pages-igbp.org/ini/end-aff/ipics/intro>). Вместе с тем полезная информация, касающаяся причин MPT, может содержаться в уже имеющемся керне, поднятом из буровой скважины на станции Восток. Всю колонку этого керна можно разделить на три части. Верхние 3310 м керна сложены атмосферным льдом с первоначальной последовательностью

залегания ледяных слоёв. Анализ данной части керна впервые позволил реконструировать изменения климата и газового состава атмосферы за последние 420 тыс. лет [31]. Интервал керна между 3310 и 3539 м сложен атмосферным льдом, стратиграфия которого, как полагают, нарушена в результате образования складок различных масштабов и перемешивания льда в придонных слоях ледника [18, 36, 39–41]. Нижние 230 м керна (3539–3769 м) сложены конжеляционным льдом, образовавшимся из воды подледникового оз. Восток.

В работе анализируются опубликованные и вновь полученные нами результаты исследований атмосферного льда с несогласным залеганием слоёв из интервала глубин 3310–3539 м. Предварительные оценки возраста придонных слоёв льда, сделанные с использованием метода датирования, основанного на росте включений клатратных гидратов воздуха во льду, показывают, что возраст атмосферного льда вблизи его контакта с озёрным льдом может превышать 1,5 млн лет [3]. В результате выполненных нами измерений газосодержания этого льда установлено, что высота поверхности ледникового покрова в центральной части Восточно-Антарктического ледникового покрова была стабильной и близкой к современной весь период формирования изученной 3539-метровой толщи атмосферного льда (>1,5 млн лет?). Последнее подтверждает результаты моделирования коле-

баний размеров ледникового покрова Антарктиды за последние 5 млн лет [32].

Анализ предварительных результатов, полученных при изучении керна со станции Восток в интервале 3310–3539 м, не вызывает сомнения в том, что комплексное исследование керна может дать очень важную информацию как о генезисе МРТ, так и о тех методических трудностях, которые ожидают исследователей нового керна, который будет получен при реализации будущего международного проекта. В связи с этим мы предлагаем и обосновываем программу нового проекта исследований древнейшего антарктического льда со станции Восток под общим названием Vostok Oldest Ice Challenge (VOICE). К первоочередным задачам этого проекта относятся: 1) уточнение датировки древнейшего льда с помощью новых методов изотопного датирования, основанных на использовании изотопов $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$ [5] и $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ [4]; 2) измерение концентрации CO_2 с целью получения первых данных о концентрации этого парникового газа в атмосфере Земли 1–2 млн л.н.; 3) измерение изотопного состава льда с высоким разрешением, а также глобально-однородных параметров атмосферы ($\delta^{18}\text{O}$, CH_4) для реконструкции стратиграфии «восточного» керна возрастом до 0,8 млн лет путём сопоставления полученных по нему данных с данными хорошо датированного керна со станции Конкордия (проект EPICA) [9, 13].

Прикладные проблемы

УДК 528.88

Аэрофотосъёмка районов российских антарктических станций Мирный и Прогресс в сезон 2014/15 г.

© 2015 г. С.С. Пряхин¹, С.В. Попов², Н.В. Сандалюк³, В.Л. Мартьянов¹, С.П. Поляков¹¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;²Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург;³Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета
spopov67@yandex.ru

Aerial photography of Russian Antarctic stations Mirny and Progress in summer of 2014/15

S.S. Pryakhin¹, S.V. Popov², N.V. Sandalyuk³, V.L. Mart'yanov¹, S.P. Polyakov¹¹Arctic and Antarctic Research Institute, St.-Petersburg; ²Polar Marine Geosurvey Expedition, St.-Petersburg;³Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University

Статья принята к печати 29 мая 2015 г.

*Аэрофотосъёмка, Восточная Антарктида, обнаружение трещин, станция Мирный, станция Прогресс.**Aerial photography, crevasse detection, East Antarctica, Mirny Station, Progress Station.*

В результате работ летом 2014/15 г. составлен фотоплан района станции Мирный размером 3,5×3,5 км с детальностью 16 пиксель/см; он станет основой при планировании здесь нового аэродрома. Аналогичная работа выполнена в районе станции Прогресс на участке протяжённостью около 35 км вдоль трассы «Прогресс – Восток». Установлено, что трещины, опасные для людей и транспортной техники, на этой территории отсутствуют.

Aerial photographing performed during the field season of 60th Russian Antarctic Expedition (2014/2015) made possible to construct a photoplan of the Mirny station. Its size is 3,5×3,5 km with resolution of 16 pixels/cm, and it will be used as a basis for designing of new airport. Similar work had been done over the Progress station along the route "Progress – Vostok", about 35 km long. It was found that any crevasses dangerous for people and transport were absent on this area.

Введение

Использование средств визуального анализа – важный инструмент при исследовании крупномасштабных явлений и процессов на поверхности планеты. Наряду со спутниковыми данными к одному из основных источников визуальной информации об объектах относится аэрофотосъёмка. Её применение позволяет решать широкий спектр фундаментальных и прикладных задач в различных областях. Ключевая особенность современных методов аэрофотосъёмки – получение фотопланов с высокой степенью детализации, которая необходима при комплексном мониторинге поверхности нашей планеты, что, в частности, играет важную роль при изучении эволюции ледников. Установлено, что приповерхностные структуры, как правило, отражаются в морфологии самой поверхности. Это утверждение справедливо и применительно к ледникам. Именно анализ

высот дневной поверхности, выполненный по данным спутниковой альтиметрии, позволил впервые высказать предположение о наличии обширного подледникового водоёма, получившего название озера Восток, в центральной части Восточной Антарктиды [4]. Другой пример. Современная геоморфология сформировалась как наука в результате изучения и осмысления строения поверхности нашей планеты в конце XIX – начале XX вв. Фундаментальный труд немецкого учёного Вальтера Пенка [3] открыл новые горизонты и позволил сделать первый шаг к изучению закономерностей облика Земли, её строения и эволюции. Всё это показывает, что изучение поверхности как таковой, даже с помощью обычных средств визуального анализа, – весьма информативный и перспективный метод исследования.

Аэрофотосъёмка имеет огромное прикладное значение, особенно в Антарктиде. В частности, на протяжении многих лет для логисти-

ческого обеспечения отечественных станций используются воздушные суда разного типа и класса, регулярные рейсы которых выполняются со взлётно-посадочных полос, расположенных на ледниках. Изучение их динамики определяет успешность функционирования аэродромов, так как относительно большая скорость течения ледника может привести к образованию трещин. Их наличие делает территорию потенциально опасной и для людей, и для транспортной техники. Так, крупные трещины есть на станции Мирный и в её окрестностях, а также на участке трассы следования санно-гусеничных походов между станциями Прогресс и Восток. В ходе летнего полевого сезона 60-й Российской антарктической экспедиции (2014/15 г.) была выполнена аэрофотосъёмка в районе станций Мирный и Прогресс. Используемой методике и результатам этих работ посвящена настоящая публикация.

Методические рекомендации для выполнения аэрофотосъёмки

Опыт показывает, что подготовка к выполнению данного вида работ в современных условиях включает в себя: расчёт аэрофотосъёмочных маршрутов; расстановку специальных опознаков или выбор объектов, которые могут ими быть; максимально точное определение планового положения опознаков, что позволяет нанести географическую сетку на окончательный фотоплан. Для этого опознаки должны быть равномерно распределены по всему району съёмки. В качестве опознаков можно использовать объекты, контрастно выделяющиеся на фотоснимке. Это необходимо для их уверенной идентификации при последующей обработке.

Для выполнения площадной аэрофотосъёмки прокладываются параллельные маршруты с заданным продольным (по длине маршрута) и поперечным перекрытием фотоснимков. Специфика работ в прибрежной части Антарктиды — наличие кatabатического ветра, направленного в сторону побережья. По данным метеорологической службы станции Мирный, его скорость в период антарктического лета за весь период наблюдений не опускалась ниже 10 м/с (В.В. Шестериков, 2015, частное сообщение). Постоянно дующий сильный боковой ветер приводит к

тому, что съёмочный вертолёт может отклониться от маршрута. Кроме того, воздушный поток способен развернуть воздушное судно, которое начинает «лететь боком» (рысканье). Опыт предыдущих работ [2] показал, что из-за влияния кatabатического ветра на воздушное судно продольное и поперечное перекрытия между соседними фотоснимками следует увеличить до 45 и 65% соответственно.

Основной параметр, определяющий методику выполнения аэрофотосъёмки, — масштаб фотоснимка $1/m$. Согласно [1], он находится как

$$1/m = f/H, \quad (1)$$

где f — фокусное расстояние камеры; H — относительная высота полёта (радиовысота) воздушного судна.

Затем, исходя из выбранного масштаба, размер фотоснимка на местности определяется как $L = 10^{-3}\xi m$, где ξ соответствует стороне датчика изображения, выраженной в миллиметрах. Ключевой параметр, обеспечивающий качество аэрофотосъёмки, — временной интервал между кадрами T . Для его расчёта предварительно вычисляется так называемый *базис фотографирования* B — расстояние на местности между пунктами, в которых проводятся две последовательные экспозиции. Время T находится исходя из заданного продольного перекрытия P (выражено в процентах) и масштаба съёмки как $B = m(100 - P)\xi_y \cdot 10^{-5}$, где ξ_y — длина датчика изображения, мм. В этом случае T определяется как

$$T = B/V_a,$$

где V_a — путевая скорость воздушного судна, м/с.

Расстояние между двумя смежными маршрутами A вычисляется аналогичным образом исходя из заданного поперечного перекрытия D , как $A = m(100 - D)\xi_x \cdot 10^{-5}$, где ξ_x — сторона, соответствующая ширине датчика изображения, мм. При выполнении аэрофотосъёмки с использованием цифровой фотоаппаратуры важный параметр, от которого зависит масштаб фотоснимка на местности, — соотношение e/R . Оно означает, что заданному количеству пикселей e на изображении соответствует размер на местности R , выраженный в миллиметрах. Величина R такова, что $R = m/\zeta$, где ζ — количество пикселей в 1 мм датчика изображения.

Для получения качественных исходных материалов аэрофотосъёмки необходимо, чтобы крен и тангаж воздушного судна в процессе выполнения работ не превышали 3° . Превышение этой величины приводит к перспективным искажениям фотоснимка (дисторсии) [1]. Постоянная скорость позволяет избежать потерь исходного материала из-за недостаточного интервала между последовательными экспозициями. По опыту работ [2], скорость ветра более 20 м/с приводит к недопустимым наклонам воздушного судна относительно плоскости съёмки.

Важный аспект, влияющий на выполнение аэрофотосъёмки, — метеорологические условия. Такие атмосферные явления, как осадки или туман, вызывают оптические искажения (световые аберрации), затрудняющие последующую обработку фотоснимков. Аэрофотосъёмку следует выполнять при ясной погоде в вечернее или утреннее время, так как одна из ключевых характеристик — условия освещённости. Солнце, расположенное под углом менее 45° относительно горизонта, формирует боковое освещение объектов. Это позволяет получать более контрастные фотоснимки и выделять объекты, не различимые при более высоком положении Солнца. Данный подход улучшает информативность съёмки, что соответственно влияет и на качество конечного результата.

Отметим, что при пологом падении солнечных лучей на поверхность ледника наблюдается эффект «подсветки» трещин за счёт преломления лучей на границе раздела сред. Причём на возможность их идентификации значительно влияет запорошенность снегом. Свежевыпавший снег, пожалуй, основной фактор, камуфлирующий объекты непосредственного поиска. Он выравнивает и деформирует микрорельеф, что увеличивает вероятность ошибок и пропуска трещин. Практически это означает, что после снегопада выполнять данный вид работ не рекомендуется.

Работы на станции Мирный

Аэрофотосъёмка станции Мирный, её окрестностей и предполагаемого места строительства взлётно-посадочной полосы проведена 11 января 2015 г. на вертолёте Ка-32 (борто-

вой номер RA-31021). Работы выполнялись по 14 маршрутам с межмаршрутным расстоянием 280 м и общей протяжённостью 52,5 км, что обеспечило составление фотоплана с детальностью 16 пиксель/см. Всего получено 219 фотоснимков. Статистические расчёты, выполненные по 14 опознакам, показали, что точность нанесения географической сетки составила 17 м. Фотоплан, построенный по результатам аэрофотосъёмки, представлен на рис. 1.

Данная работа выполнялась с целью картирования исследуемой территории на текущий момент, а также получения оперативной информации для последующей рекогносцировки и планирования работ. Размер полигона — $3,5 \times 3,5$ км, что позволило включить в фотоплан территорию, расположенную вокруг предполагаемой взлётно-посадочной полосы, для получения представления о гляциологических особенностях района. Опыт предыдущих аналогичных работ показал, что детализация фотоплана, соответствующая 16 пиксель/см, достаточна для идентификации и локализации трещин значимого размера, а также нанесения оперативной ситуации, связанной с природным и антропогенным воздействиями [2]. Аэрофотосъёмка выполнена согласно приведённым ранее методическим указаниям.

В работах использовалась цифровая зеркальная камера Canon 650D со следующими техническими характеристиками: размер датчика изображения — $22,3 \times 14,9$ мм; объектив Canon EF 40 mm 1:2,8 STM; эффективное количество пикселей 18,4 млн; размер и тип изображения 5184×3456 пикселей, jpeg. Съёмка выполнялась покадрово, с выдержкой 1/1600 с при чувствительности ISO 100. В ходе анализа полученного фотоплана визуально идентифицированы структурные объекты, включая трещины. Последние в качестве непосредственного объекта поиска имеют одинаковый или практически одинаковый цвет с основным фоном. Однако ввиду того, что они формируют специфический микрорельеф, съёмка при ярко выраженном боковом освещении позволила выявить их как линейные структуры различной протяжённости и простираения. Результаты выполненной работы показывают, что ширина трещин в этом районе превышает 15 м (рис. 2).

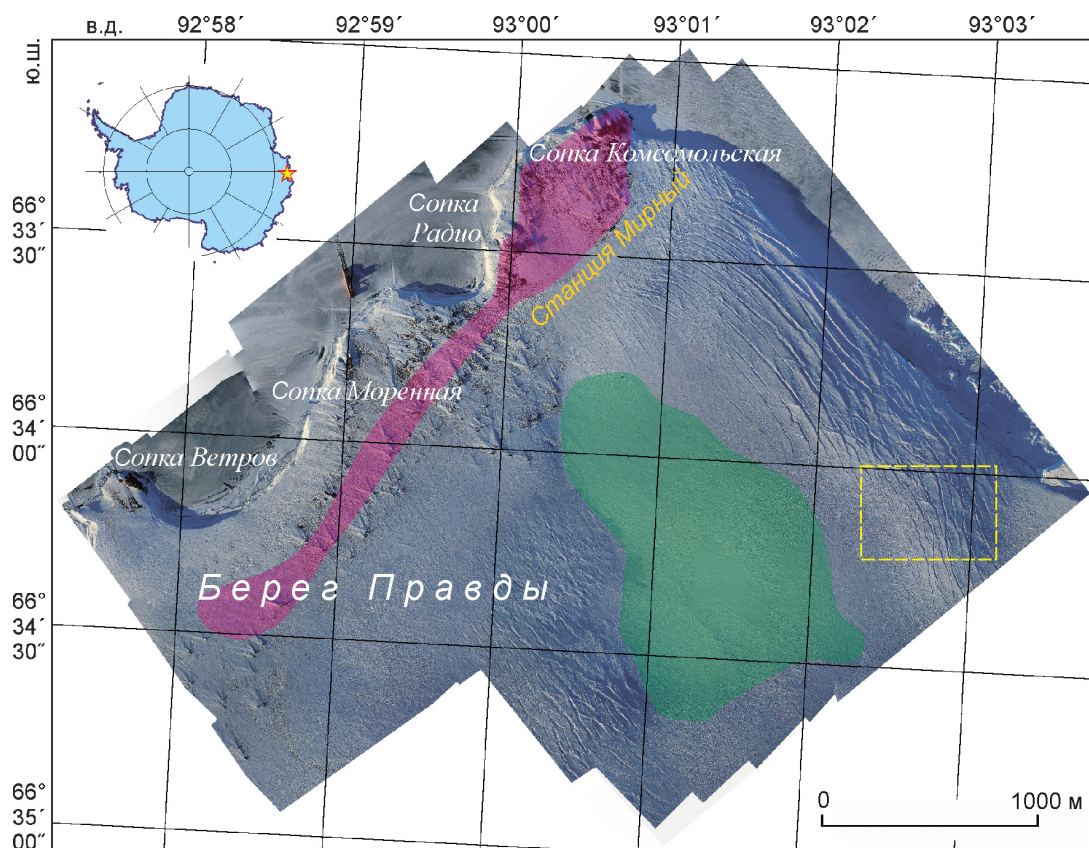


Рис. 1. Фотоплан станции Мирный.

Зелёным цветом показана область, внутри которой трещины видимых размеров отсутствуют; розовым цветом — границы станции Мирный; жёлтым прямоугольником — положение фрагмента фотоплана, представленного на рис. 2

Fig. 1. Photographic plan of Mirny Station.

Area where crevasses have not detected is depicted by green; Mirny Station border is shown by pink; fragment shown in the Fig. 2 is depicted by green rectangle

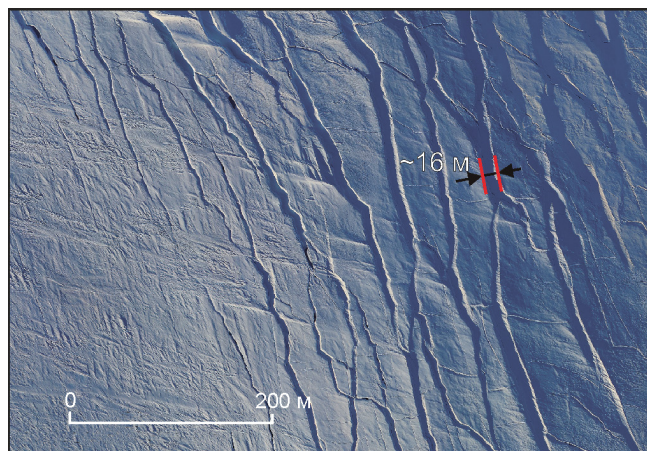


Рис. 2. Фрагмент фотоплана станции Мирный в районе зоны трещин.

Положение фрагмента дано на рис. 1

Fig. 2. Fragment of the Mirny Station photographic plan at the crevasse area.

See location in the Fig. 1

Работы в районе станции Прогресс

После перемещения базы санно-гусеничных походов со станции Мирный на станцию Прогресс последняя превратилась в единственный пункт обеспечения жизнедеятельности внутриконтинентальной станции Восток. На сегодняшний день, как и полвека назад, её обеспечение невозможно представить себе иным способом. Существующая трасса следования санно-гусеничных походов проходит через зону трещин, что делает её небезопасной для людей и транспортной техники. В связи с этим поиск пути пересечения этой зоны с минимальным риском, а также выявление трещин в районе трассы — приоритетные задачи как для сотрудников РАЭ, так и для сотрудников санно-гусеничных походов.

Для выяснения наличия приповерхностных трещин на одном из наиболее ответствен-

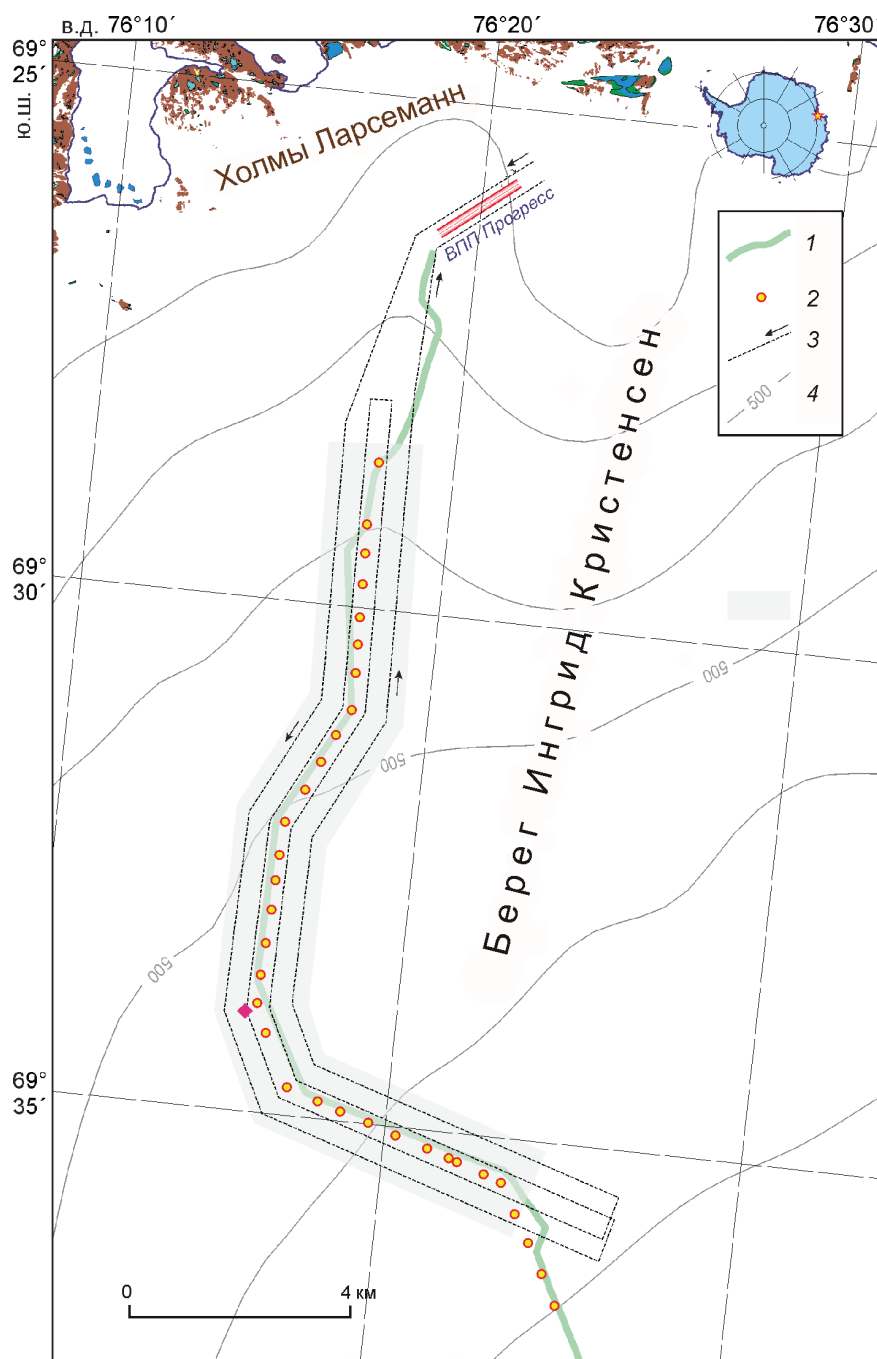


Рис. 3. Схема аэрофотосъёмки в районе трассы следования санно-гусеничного поезда «Прогресс – Восток».

1 – трасса следования санно-гусеничного поезда «Прогресс – Восток»; 2 – опознаки; 3 – маршруты аэрофотосъёмки и их направление; 4 – изогипсы дневной поверхности, м; сечение изолиний 100 м; красный ромб – положение трещины, представленной на рис. 4

Fig. 3. Location of the aerial photography at the area of the «Progress – Vostok» logistic traverse:

1 – logistic traverse route; 2 – topobeacons; 3 – aerial photography flights; 4 – ice surface elevation m; contour interval is 100 m; crevasse shown in Fig. 4 is depicted by red rhomb

ных участков трассы следования санно-гусеничных походов протяжённостью около 35 км (рис. 3) вечером 1 февраля 2015 г. была выполнена аэрофотосъёмка. Методика её выполнения изложена выше. Всего пройдено четыре маршрута общей протяжённостью 90,25 км, расположенных параллельно трассе следования санно-гусеничного похода. Для координирования фотоснимков по трассе было расставлено 34 опознака. Степень детализации фотосним-

ков составила 16 см/пиксель, что вполне достаточно для идентификации и локализации трещин большого размера [2].

Трещины возникают в областях относительно быстрого движения ледника в том случае, когда напряжения в нём достигают предельных значений. Они представляют собой достаточно протяжённые линейные участки, расположенные ортогонально линии тока, открытые либо перекрытые снежными мостами разной толщи-

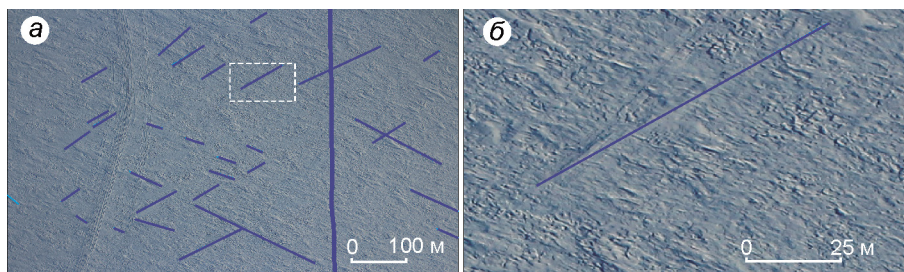


Рис. 4. Аэрофотоснимок (а), выполненный в районе трассы следования санно-гусеничного похода «Прогресс – Восток», и его фрагмент (б).

Основные линеаменты нанесены голубыми линиями; утолщённая линия связана с трещиной в теле ледника; границы укрупнённого фрагмента (секция б) показаны белым прямоугольником

Fig. 4. Aerial photograph over at the area of «Progress – Vostok» logistic traverse (а) and its fragment (б).

The major lineaments are depicted by blue lines; section б is located by white rectangle

ны. Практически это означает, что трещины на аэрофотоснимке выявляются в виде протяжённых линейных *отрицательных* форм рельефа.

Обратимся к фрагменту аэрофотосъёмки, представленному на рис. 4, а, поскольку он весьма показателен в плане идентификации трещин. Выявим на нём все линеаменты неантропогенного генезиса (в отличие от трассы следования санно-гусеничных походов). На рис. 4, а они нанесены голубыми линиями. Установлено, что имеются три основных азимута простираения выявленных линеаментов: 60° , 120° и 0° в координатах фотоснимка. Объекты, связанные с первыми двумя значениями, характеризуются относительно небольшой длиной (первые сотни метров) и схожестью формы. Это, в свою очередь, косвенно указывает на их одинаковый генезис. Разумеется, классическая геоморфология предостерегает от ошибок подобного обобщения и отмечает, что похожие формы рельефа не всегда сформировались под действием одних и тех же процессов. Однако в нашем примере есть все основания предполагать, что обсуждаемые объекты сформированы под действием процессов ветровой эрозии. Укрупнённый фрагмент одного из них, представленный на рис. 4, б, однозначно указывает, что это – эоловая форма рельефа снежной поверхности.

Иначе обстоит дело с линеаментом, характеризующимся простираением близким к 0° . Это – весьма протяжённая отрицательная форма рельефа. Её внешний облик полностью соответствует тому, как должна выглядеть трещина на аэрофотоснимке [2]. Характеризуя участок в обсуждаемом аспекте в целом, отметим, что трещин значимого размера, пересекающих трас-

су, обнаружено не было. Однако на расстоянии всего 200 м от трассы есть множество трещин, способных нанести существенный вред людям и транспортной технике.

Проведённая аэрофотосъёмка показала, что на момент её выполнения нет оснований предполагать наличие трещин, опасных для людей и транспортной техники, расположенных на обследованном участке как самой трассы «Прогресс – Восток», так и в непосредственной близости от неё.

Заключение

На основе разработанных авторами методических рекомендаций при проведении аэрофотосъёмки на Антарктическом ледниковом покрове получены фотопланы высокого разрешения. Они позволили установить и локализовать приповерхностные трещины, а также определить их размеры. В настоящее время результаты аэрофотосъёмки используются при проектировании аэродрома на станции Мирный, а также для оценки безопасности трассы следования санно-гусеничного похода.

Благодарности. Авторы признательны экипажу борта RA-31021 вертолёта КА-32 под командованием В.В. Щербинина (ЗАО «Авиалифт Владивосток») за качественное выполнение маршрутов аэрофотосъёмки и сотрудникам аэродромного отряда Е.Г. Грузинову, С.В. Кашину, А.И. Куцурубe, Ю.И. Нездорову и А.Л. Новикову за помощь в выполнении работ.

Литература

1. Волков Н.А. Руководство по производству ледовой авиаразведки. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 241 с.
2. Черноглазов Ю.Б., Попов С.В., Мартыанов В.Л. Проведение аэрофотосъемки на российской станции Прогресс в Восточной Антарктиде в 2004–2005 гг. // МГИ. 2006. Вып. 100. С. 160–164.
3. Penck W. Die Morphologische Analyse. Stuttgart: Verlag von J. Engelhorn's nachf. in Stuttgart, 1924. 283 с.
4. Ridley J.K., Cudlip W., Laxon S.W. Identification of subglacial lakes using ERS-1 radar altimeter // Journ. of Glaciology. 1993. V. 39. № 133. P. 625–634.

Summary

Results of aerial photographing performed during the field season of 60th Russian Antarctic Expedition (2014/2015) over the Russian stations Mirny and Progress are presented. These works were aimed at detecting and localizing of crevasses for the reason of

safety for the personnel and transport vehicles. Totally, 219 photographs were made. Photographic plan of the Mirny station had been constructed for the area of 3.5×3.5 km with resolution of 16 pixels/cm. Standard error of the mapping calculated from 14 coordinated markers was 17 m. Analysis of the photographic data had shown that width of crevasses near Mirny station reached 15 m. This photographic plan will be used as a basis for designing of new airport (snow runway) at this station. Similar work was carried out near the Progress Station over the route of 35 km long along the way of the sleigh-caterpillar train moving from Mirny to the inland station Vostok. The aerial photographic data were collected here along four profiles performed in parallel to the traverse route; its total length was 90.25 km. The lineaments revealed on the photos were mostly related to the eolian landforms, however some of them were crevasses located about 200 meters apart from the traverse route. It was found that any crevasses dangerous for people and transport were absent on this area.

XVI ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЙ СИМПОЗИУМ ПЕРВЫЙ ЦИРКУЛЯР

С 24 по 29 мая 2016 г. в г. Санкт-Петербург состоится XVI Гляциологический симпозиум под девизом **«Прошлое, настоящее и будущее криосферы Земли»**. Он проводится Гляциологической ассоциацией совместно с Институтом географии РАН и Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом.

Научная программа

Симпозиум охватит широкий круг вопросов криологии Земли. Предполагается заслушать доклады с результатами исследований последних лет по широкому спектру ключевых проблем гляциологической науки. Для каждого устного доклада, вместе с дискуссией, отводится около 20 минут. Предполагаются также стендовые доклады. Рабочие языки симпозиума – русский и английский (без синхронного перевода).

Подробная информация о проведении Симпозиума, регистрации и приеме тезисов будет дана на сайте журнала «Лёд и Снег» <http://ice-snow.igras.ru> и на сайте симпозиума www.glac2016.igras.ru с осени 2015 г.

Основные требования для подготовки тезисов: 1) тезисы представляются на русском или английском языках; 2) заголовок тезисов должен содержать не более 10 слов; 3) текст тезисов не должен превышать 2500 знаков (одна страница в формате A4); 4) заголовок, авторы, организации располагаются вверху страницы посередине отдельных строк; 5) для набора используется Microsoft Word (в форматах *.doc или *.rtf), шрифт Times New Roman, 12 pt, однострочный интервал, абзацный отступ – 1,25 см. **Срок представления тезисов – до 15 февраля 2016 г.**

Доклады Симпозиума, прошедшие рецензирование, будут опубликованы в журнале «Лёд и Снег». Их тексты, **оформленные по правилам этого журнала**, следует прислать **до 15 апреля 2016 г.** электронной почтой (khronika@mail.ru) на имя О.В. Рототаевой. Объем текста доклада – 10–15 страниц (шрифт Times New Roman, 12 pt, через 1,5 интервала), плюс необходимое количество иллюстраций (как правило, не более шести) в компьютерном исполнении. Окончательная программа симпозиума будет составлена на основе представленных текстов докладов.

Для демонстрации докладов должна быть использована компьютерная презентация. Предварительная программа симпозиума будет вывешена на сайте около 15 марта 2016 г.

Программа симпозиума предполагает приезд участников в Санкт-Петербург в понедельник 23 мая. Планируются четыре дня заседаний и два дня экскурсий в городе и его окрестностях. В один из вечеров будет организован банкет. Стоимость банкета, стоимость и содержание экскурсий будут объявлены позже на сайте симпозиума.

Регистрация

Индивидуальный регистрационный взнос на проведение симпозиума составляет 2500 рублей. Он включает в себя папку участника с тезисами докладов симпозиума и другими информационными материалами, годичную (1000 рублей на 2017 год) подписку на журнал «Лёд и Снег», где будут публиковаться материалы симпозиума, а также кофе-брейки во время работы симпозиума.

Все желающие участвовать в симпозиуме (независимо от того, будете ли Вы делать доклад или нет) должны **до 15 февраля 2016 г.** зарегистрироваться на сайте симпозиума, заполнив следующие блоки.

1. Персональная информация (фамилия, имя, отчество; учёное звание; место работы и должность; контактная информация; обязательно e-mail). Просим Вас в поле «комментарии» указать название доклада.

2. Проживание (указать даты приезда и отъезда). Заказ и размещение в гостиницах города делается самостоятельно (самое простое – через сайт booking.com).

3. Тезисы доклада.

4. Желание участвовать в экскурсиях.

Адреса для переписки:

119017 Москва, Старомонетный пер. 29. Институт географии РАН, Оргкомитет XVI Гляциологического симпозиума.

Телефон: +7 (495) 959-0032. Факс: +7 (495) 959-0033.

Сайт: www.glac2016.igras.ru

E-mail: glac2016@igras.ru

Надеемся увидеть Вас среди участников симпозиума с новыми научными результатами, полученными в последние годы. Второй циркуляр о симпозиуме будет размещён на сайте в феврале-марте 2016 г.

УДК 550.47:556.54

Органические соединения и взвесь в снежно-ледяном покрове и почвах в районах антарктических станций России

© 2015 г. И.А. Немировская, М.Д. Кравчишина, З.Ю. Реджепова

Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва

nemir@ocean.ru

Organic compounds and suspension in snow-ice covers and soils in the vicinities of the Russian Antarctic stations

I.A. Nemirovskaya, M.D. Kravchishina, Z.U. Redzhepova

Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow

Статья принята к печати 3 марта 2015 г.

Антарктика, взвесь, озёра, подлёдная вода, почвы, снежно-ледяной покров, углеводороды, хлорофилл.

Antarctic continent, chlorophyll, hydrocarbons, lakes, suspension, snow-ice cover, soils, subglacial water.

Приводятся данные о содержании органических соединений: углеводородов, липидов, хлорофилла *a*, взвешенного органического углерода и взвеси в снежно-ледяном покрове и почвах в районе антарктических станций Новолазаревская, Прогресс, Дружная-4, Молодёжная, Мирный, Беллинсгаузен (2008–2014 гг.).

The paper presents data on concentration of organic compounds (hydrocarbons, lipids, chlorophyll *a*, suspended organic carbon) and suspension in the snow-ice cover of lakes and soils in the vicinities of the Antarctic Russian stations (Novolazarevskaya, Progress, Druzhnaya-4, Molodezhnaya, Mirny, Bellingshausen) obtained in 2008–2014.

Введение

Природа Антарктиды привлекает особое внимание исследователей — она наименее нарушена, а геохимические процессы здесь мало изучены. Ранее считалась, что удалённость района от промышленных центров позволяет изучать фоновые характеристики различных соединений [16]. Однако в настоящее время прибрежные районы антарктического континента не могут считаться экологически чистыми, так как деятельность научных станций, развитие туризма и активное использование транспорта приводят к их загрязнению, в том числе органическими соединениями [9–12, 19, 21–31]. Перегрузка и потребление топлива — штатные ситуации в Антарктиде. Так, на станции Мак-Мёрдо в летний сезон может находиться более 1000 человек [21, 28]. Это — крупнейшее поселение и исследовательский центр в Антарктике, который имеет три аэродрома, место для посадки вертолётов и более 100 строений. В связи с недостаточной изученностью экологии и с учётом низкой восстанавливаемости биоценозов основным экологическим условием деятельности человека в Антарктиде должно быть соблюдение принципа минимизации технологических и аварийных загрязнений [12].

Нефтепродукты содержат многие соединения, среди которых доминируют углеводороды (УВ), а в их составе — алифатические (АУВ) и полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) [10, 18]. Поэтому при изучении антропогенного воздействия на природу Антарктиды важная роль отводится исследованию концентраций и распределения различных органических соединений (ОС), а в их составе — УВ [12]. В первую очередь это относится к ПАУ [18, 21, 31], которые могут способствовать возникновению канцерогенных и мутагенных изменений в организмах. Для установления влияния деятельности антарктических станций России (Новолазаревская, Молодёжная, Прогресс, Дружная-4, Мирный и Беллинсгаузен) на окружающую территорию в 2008–2014 гг. в этих районах изучались концентрация и состав УВ в снеге, льдах, почвах, мхах и лишайниках (рис. 1). Концентрацию УВ определяли параллельно с концентрациями взвеси, липидов, хлорофилла *a* (хл *a*), органического углерода (C_{org}), а во взвеси — взвешенного органического углерода (ВОУ).

При изучении углеводородного загрязнения необходимо учитывать, что распространение антропогенных УВ происходит на существующем биогенном углеводородном фоне [10]. Даже при низких температурах в природных объектах об-

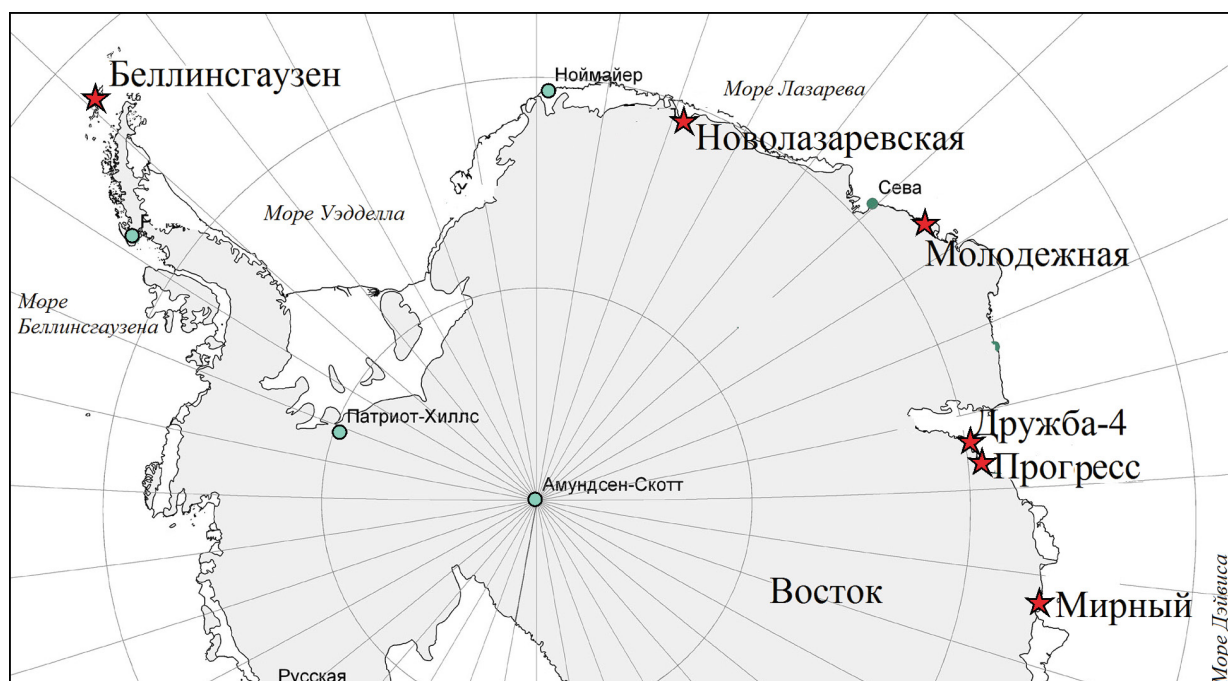


Рис. 1. Основные районы работ в Антарктиде (звёздочками отмечены станции, на которых проводили исследования)

Fig. 1. The main areas of researches in Antarctica (an asterisk indicates those stations at which the conducted researches)

разуются автохтонные ОС, а в их составе – УВ, синтезируемые фитопланктоном. Это в основном АУВ. О природном синтезе полиаренов не существует единого мнения [10, 14]. Кроме того, снег и лёд содержат терригенные ОС, поступающие с золовой взвесью. В частности, в атмосфере о. Кинг-Джордж обнаружены полихлорбифенилы, которые поступают с аэрозолями из Южной Америки [30].

Методика исследования

При отборе и анализе проб снега, льда и воды соблюдали меры, необходимые для предотвращения загрязнения. Керна льда отбирали с помощью ручного титанового кольцевого бура ($d = 14,5$ см). Лёд распиливали на части титановой пилой, учитывая его строение, и помещали в специальные баки для таяния. Для получения необходимого количества талой воды и репрезентативных результатов одновременно растапливали 5–8 образцов керна. Время плавления керна составляло 2–2,5 суток. Подлёдную воду отбирали специальной бутылкой с закрытой

пробкой, предотвращающей попадание льда [17]. Взвесь выделяли из воды методом мембранной фильтрации на предварительно отмытые (4%-й HCl, осч) поликарбонатные ядерные фильтры (диаметр пор 0,45 мкм) под вакуумом 400 мбар; концентрацию определяли гравиметрически (с точностью взвешивания до 0,01 мг).

Для определения содержания и состава ОС взвесь выделяли фильтрацией из воды под вакуумом 200 мбар на предварительно прокалённые при 450 °С стекловолнистые фильтры GF/F фирмы Whatman (эффективный размер пор 0,7–1,2 мкм), которые используются в практике изучения ОС [8]. Липиды (суммарная экстрагируемая фракция) экстрагировали из подсушенных на воздухе проб взвесей, почв, лишайников и мхов метиленхлоридом на ультразвуковой бане «Сапфир» при 35 °С. Предварительно из проб почвы (представляющих собой суммарную пробу, отобранную на каждой станции в 3–4-х близлежащих точках) отсеиванием выделяли фракцию меньше 1 мм. АУВ выделяли с помощью колоночной хроматографии на силикагеле гексаном, а ПАУ – смесью гексана с бензолом. Концентрацию липидов

(до колоночной хроматографии) и АУВ (после колоночной хроматографии) определяли спектрофотометрическим методом в ИК-области на приборе IR-435 или IRAffinity-1 (Shimadzu). Стандарт приготовлен из ампулы стандартного раствора — ГСО 7248–96, разработчик: АОЗТ «Экрос». Чувствительность метода — 3 мкг/мл экстракта, точность 10–15 % отн. Этот метод используется в качестве арбитражного при анализе нефтяных углеводородов [15].

Содержание и состав ПАУ устанавливали методом высокоэффективной жидкостной хроматографии на жидкостном хроматографе «LC-20 Prominence» (Shimadzu) с колонкой «Envirosep PP» при температуре термостата колонки 40 °С в градиентном режиме (от 50% объёмной доли ацетонитрила в воде до 90%); скорость потока элюента — 1 см³/мин. Для определения индивидуальных ПАУ использовали флуоресцентный детектор «RF-20A» с программируемыми длинами волн поглощения и возбуждения. При расчёте использовали программное обеспечение «LC Solution». Калибровали прибор при помощи индивидуальных ПАУ производства фирмы «Supelco». В результате были идентифицированы следующие незамещённые полиарены: нафталин (Н), 1-метилнафталин (МН), аценафтен (АЦН), флуорен (ФЛР), фенантрен (Ф), антрацен (АЦ), флуорантен (ФЛ), пирен (П), бенз(а)антрацен (БААН), хризен (ХР), бенз(е)пирен (БеП), перилен (ПЛ), бенз(а)пирен (БаП), дибенз(а, h) антрацен (ДБаАН), бенз(g,h,i)периллен (БПЛ), индено[1, 2, 3-с,d]пирен (ИП). Пороговая чувствительность метода, определённая по антрацену, составила 0,4 нг в пике.

Концентрацию ВОУ на фильтрах GF/F и $C_{орг}$ в пробах почв определяли методом сухого сжигания на отечественном анализаторе АН-7529 при 800 °С. Целый фильтр (или ½ его часть) или навеску почвы помещали в фарфоровый тигель, далее использовали обычные процедуры, применяемые при определении $C_{орг}$ в донных осадках [7]. Чувствительность метода составляла 6 мкг углерода в пробе, точность 3–6 % отн. Для пересчёта концентраций АУВ в концентрации ВОУ использовали коэффициент 0,5 [2], для почв, лишайников и мхов — 0,86 [8].

Концентрации хл а определяли флуориметрическим методом на предварительно отка-

либрованном флуориметре Trilogy (модель 1.1) (Turner Designs) в интервале 0,02–100 мкг/л. Для выделения хл а фильтры помещали в 90%-й ацетон и экстрагировали при 4 °С в темноте в течение 12–16 часов [20, 33]. Для коррекции концентрации хл а с учётом феопигмента экстракт подкисляли 1н HCl и снова определяли интенсивность флуоресценции.

Результаты и обсуждение

В снеге концентрации ОС и взвеси на материке в районах, удалённых от станций, были низкими (табл. 1). Антарктида закрыта ледовым щитом и собственных аэрозолей со снегом поступает мало [6]. По мере приближения к станциям их концентрации увеличивались, особенно при отсутствии снежного покрова на окружающих холмах. Поэтому содержание АУВ в снежном покрове морских акваторий, прилегающих к районам действующих и законсервированных в настоящее время станций (в частности, ст. Молодежная), не превышало 22 мкг/л (см. табл. 1). В районе *ледового барьера* (склон материкового ледникового щита) моря Лазарева в рыхлом фирнизированном мелкозернистом снеге содержание ОС оказалось ещё ниже. Концентрации АУВ в 2008 г. составили всего 3–4 мкг/л [11]. Эти данные можно использовать в качестве фоновых. Однако в 2001 г. в районе ледового барьера концентрация АУВ_в (во взвеси) в фирне достигала 84 мкг/л [9]. Это обусловлено интенсивной хозяйственной деятельностью на барьере и поступлением АУВ в результате перегрузки топлива с НЭС «Академик Федоров» на материк с помощью грузового наземного и воздушного транспорта.

В районе *ст. Дружная* отмечен рост концентраций АУВ_р (растворённая форма) в снежно-ледяном покрове в период с 2010 по 2014 г. (табл. 2). Концентрации АУВ_р увеличивались в снеге в районе дизельной электростанции до 256 мкг/л. В воде озёр концентрация АУВ_р была ниже ПДК для нефтяных углеводородов, особенно в оз. Ледяном, где происходит забор питьевой воды. В озёрах в районе *ст. Новолазаревская* рост концентраций УВ_в в снеге определялся их близостью к оазису Ширмахе-ра (рис. 2). Однако количество УВ_в не зависело

Таблица 1. Распределение органических соединений в снежно-ледяном покрове в районе антарктических станций

Местоположение, год	Объект	Горизонт, см	Липиды	АУВ	Хл а	ВОУ	Взвесь, мг/л
			мкг/л				
Ст. Молодёжная, 67°40' ю.ш. 45°51' в.д.							
Оз. Лагерное, 2010	Снег	0—10	10/17*	7/12	0,008	16	0,32
	Лёд	0—30	11/33	8/20	0,041	0	0,33
Обсерватория Мирный, 66°34' ю.ш. 93°00' в.д.							
2010	Фирн	0—10	17/18	6/8	0,009	0	0,09
	Лёд	0—30	15/120	7/73	0,232	132	0,23
Ледовый барьер ст. Новолазаревская, 70°03' ю.ш. 11°35' в.д.							
2010	Снег	0—10	18/33	20/10	0,004	78	0,18
	Лёд	0—30	16/12	9/7	0,052	1	0,23
		30—60	19/36	9/20	0,005	8	0,39
Ст. Новолазаревская, 70°46' ю.ш. 11°50' в.д.							
Оз. Станционное: 2008	Лёд	0—30	4/7	2/2	Не опр.		
	Подлёдная вода		20/32	9/10			
2010	Лёд	0—15	8/14	4/6	0,25	1,2	0,24
		15—30	26/47	13/17	0,24	0,2	0,25
	Подлёдная вода		/93	/47	1,25	90,4	1,25
2012	Снег	0—15	31/42	9/22	0,011	66	4,15
	Лёд	0—25	24/63	8/25	0,052	78	1,84
Оз. Верхнее: 2012	Снег	5—15	22/410	9/360	0,073	235,2	0,78
	Лёд	0—80	18/64	10/35	0,042	24,4	0,68
2014	Лёд	0—47	/5	/2	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	Подлёдная вода		/25	/12			
Оз. Глубокое: 2012	Лёд	0—10	14/36	9/25	0,005		0,34
2014	Лёд	0—43	/14	/5	Не опр.		
	Подлёдная вода		/40	/23			
Ст. Прогресс, 69°22'97 ю.ш., 76°22'65 в.д.							
Оз. Степед: 2008	Снег**	0—10	49/33	37/22	Не опр.	Не опр.	155
		10—20	31/134	26/82			312
	Лёд	0—20	50/119	42/50			
		20—40	54/224	35/12			
	Подлёдная вода		12/57	4/29			
2010	Снег**	5—10	33/74	22/56	0,005		1,00
	Лёд	0—25	50/119	42/50	0,025		0,37
	Подлёдная вода		23/19	7/14	0,024		0,36
2012	Снег	5—15	29/33	11/15	0,010	17,6	0,67
	Лёд	0—30	39/33	12/15	1,22	0,9	0,50
	Подлёдная вода		19/19	6/12	0,596	132	0,72
2014	Снег	5—15	/31	/10	0,002	Не опр.	0,21
	Лёд	0—60	/20	/6	0,008		0,50
	Подлёдная вода		/16	/5	0,170		0,45
Ст. Беллинсгаузен, 62°11'689 ю.ш., 58°57'667 з.д.							
Оз. Китеж, 2012	Снег**	0—20	14/35	7/19	0,203	73	4,21
	Шуга	0—3	10/14	5/7	0,230	61	7,02
	Лёд	0—20	15/24	7/12	0,182	0	1,81
	Подлёдная вода		8/41	4/20	1,259	14—55	1,27

*Растворённая/взвешенная формы. **Снег на берегу озера. Не опр. – не определяли.

Таблица 2. Результаты анализ алифатических углеводородов (мкг/л), выделенных из проб воды и снега на ст. Дружная-4 в разные годы

Место отбора проб	Координаты, ю.ш./в.д.	2010	2012	2014
Оз. Ледяное (питьевое), подлёдная вода	69°45'02,9"/73°41'58,5"	47*/54	24	28
Оз. Реликтовое (сезонное), подлёдная вода	69°44'45,7"/73°42'09,8"	16/46	24	45
Оз. Базовое:	69°44'51,4"/73°42'19,6"	29/78	27	45
снег		27/46	32/74	36
подлёдная вода		73/30	74	256
Около дизельной электростанции, снег	69°44'53,6"/73°42'28,3"	73/30	74	256
Камбузная ёмкость	69°44'53,1"/73°42'32,3"	Не опр.	4	40
Вода из ручья (ст. Прогресс-3)	69°24'13,6"/76°24'09,9"		12	15

*Растворённая/взвешенная формы. В 2012 и 2014 гг. определяли в основном растворённую форму АУВ.

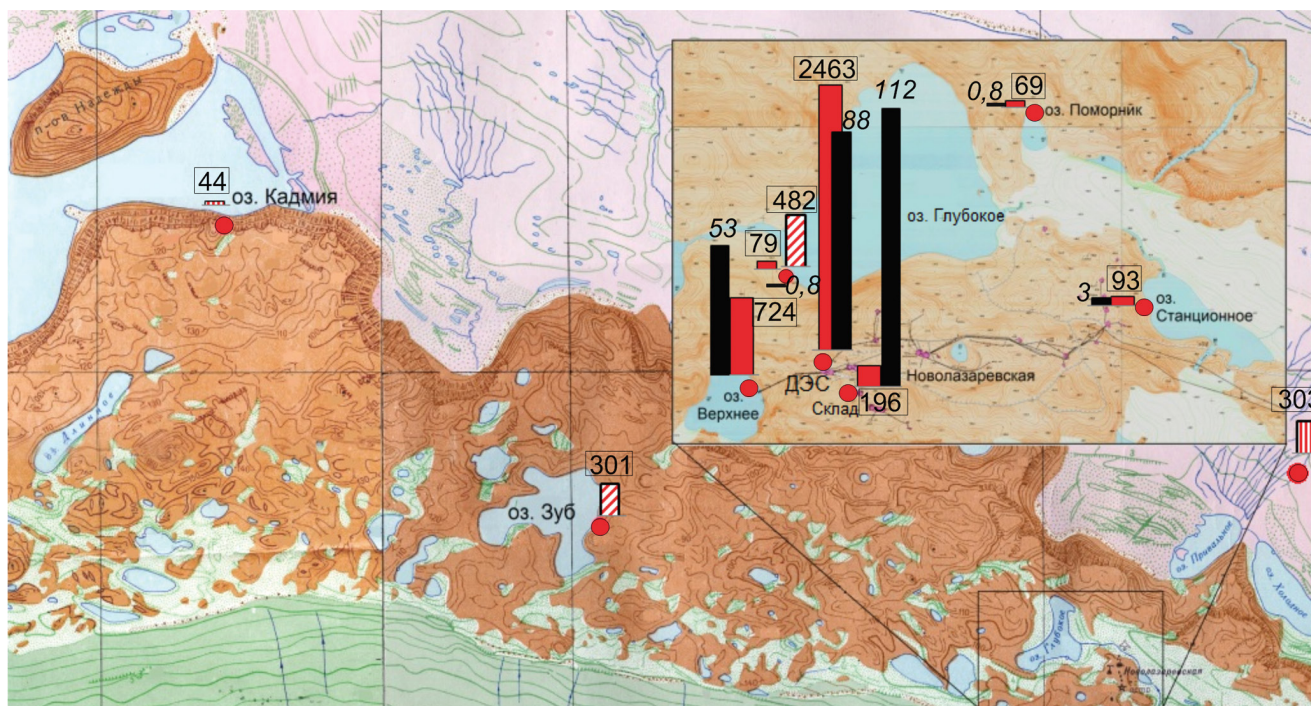


Рис. 2. Концентрации углеводородов:

в почвах — красные столбцы; во мху — с наклонной штриховкой; в лишайниках — с вертикальной штриховкой; значения даны в рамках, мкг/г; в районе озёр ст. Новолазаревская приведена их доля в составе $C_{орг}$ (чёрные столбцы, значения даны курсивом, %)

Fig. 2. HC concentrations:

in the soil — red columns; in the moss — with oblique hatching; in the lichen — with vertical hatching, the values given in the framework, µg/g; in the area of lakes of Novolazarevskaya station and their share in the composition of organic carbon (black columns, values are given in italics, %)

только от концентрации взвеси, так как не происходило синфазного изменения их концентраций. В частности, максимальная концентрация АУВ_в в 2012 г. установлена в снеге оз. Верхнее — 360 мкг/л при концентрации взвеси 0,78 мг/л. Напротив, в снеге оз. Станционное при концентрации взвеси 4,15 мг/л концентрация АУВ составила всего 22 мкг/л (см. табл. 1).

Во время наших исследований в 2003–2008 гг. на ст. Новолазаревская [9] снежный покров отсутствовал. Однако в 2001 г. в снеге оз. Верхнее концентрации АУВ в растворённой и взвешенной формах также были высокими: 102 и 222 мкг/л соответственно. При этом увеличилась доля АУВ в составе липидов, что характерно для загрязнённых нефтью районов [10].

Таблица 3. Изменчивость концентраций органических соединений в пробах почвы, лишайников, мхов в районе антарктических станций*

Станция	Местоположение	Время отбора проб, годы	Описание пробы	Липиды	АУВ	C _{орг} , %	Доля АУВ, в % от C _{орг}
				мкг/г			
Прогресс	Оз. Степед	2003, 2008, 2010, 2012 2014	Почва на берегу	10–145	7–77	0,018–0,026	2,3–36,7
			Мох	904–3499	110–1798	3,58	4,3
			Лишайник	1220–4109	312–2708	18,00	1,3
			Осадок	120–1409	77–265	17,7–23,5	0,04–0,10
	Фиорд Нелла	2010, 2012	Почва на берегу	12–42	6–31	0,027–0,367	0,7–3,5
Новолазаревская	Дизельная электростанция	2008, 2010, 2012, 2014	Почва	4253–15616	2463–9784	0,215–1,89	44,5–98,0
	Водозабор	2008 , 2010		289–1461	263–724	0,02–0,30	52,8–75,4
	Продовольственный склад	2008, 2010, 2012		202–9072	161–196	0,02–0,59	2,5–86–5
	Оз. Станционное	2008, 2010, 2012	Почва на берегу	20–272	14–140	0,01–0,25	2,1–80,3
	Озера Глубокое, Поморник, Зуб	2010	Почва на берегу, мох, лишайник	93–366 1745–20861	69–79 301–482	0,70,85 7,55–31,63	0,8–3,2 0,1–0,6
Молодежная	Электростанция	2010	Почва	15–215	5–43	0,003–0,015	17,7–28,3
	Магнитный павильон			213–18	9–12	0,001–0,003	9,0–13,3
	Вертолётная площадка			200–285	100–134	Не опр.	
	Сопка Метео	2012	Почва	Не опр.	16	0,033	4,2
	Оз. Песчаное				6	0,125	0,4
	Дружная	Гора Лендинг	2010, 2012, 2014	Почва	42–26	6–11	0,015–0,018
Камбуз, баня		Не опр.			20–79	0,25–0,35	0,9–1,0
Пункт хранения отходов		555–700			6–12	0,02–0,03	3,0–4,3
Дизельная электростанция, склад ГСМ		Не опр.			320–647	0,080–0,088	40,0–70,2
Модульный пункт		2010	Компост	13461	452	21,8	0,21
Беллинсгаузен	Оз. Китеж	2012	Почва на берегу	9–97	3–10	0,11–0,12	0,3–0,5
			<i>Deshampsia Antarctica*</i>	1889	165	Не опр.	
			Мох, лишайник	304–1640	24–601	15,50–26,87	0,02–0,05
Обсерватория Мирный	Оз. Хасуэлл	2003	Почва на берегу, мох	197,7 1378	12,0 109	0,42 23,96	0,3 0,04
	Дом геофизиков	2008	Почва	31–47	23–35	Не опр.	
	Дом радио	2010		Не опр.	1631		
	Хранение бочек			2670	1045	1,09	8,2
	Фоновый дом			57	28	0,03	7,8

* *Deshampsia Antarctica* – высшее сосудистое растение.

Первоначально предполагали, что столь высокие концентрации АУВ обусловлены влиянием станции, так как загрязнение нефтепродуктами было обнаружено здесь в отдельных пробах почвы. Количество АУВ превышало

2000 мкг/г при фоновых концентрациях в почвах 10–20 мкг/г сухого вещества (табл. 3). Кроме того, снег на льду оз. Верхнее имел более низкие значения рН (4,95–4,97) по сравнению со снегом других озёр, где значения рН изме-

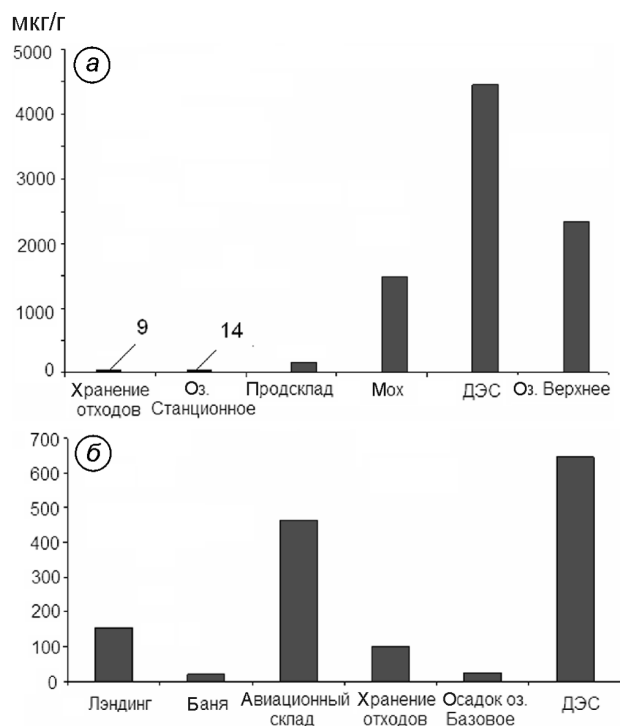


Рис. 3. Изменение концентраций алифатических углеводородов в почвах станций Новолозаревская (а) и Дружная (б) в 2012 г.

Fig. 3. Change of the concentrations of aliphatic hydrocarbons in soils of the stations Novolazarevskaya (a) and Druzhnaya (b), 2012

нялись в пределах 5,03–8,04. На ионы водорода приходится 38% ионного состава антарктического снега, и снеговая вода Антарктиды может рассматриваться как очень слабый раствор естественных кислот (в основном H_2SO_4 и HNO_3), содержащий малые количества нейтральных солей [5]. Поэтому уменьшение значений pH в населённых районах может служить показателем их загрязнённости, так как «кислые дожди» имеют $\text{pH} = 4,0 \div 4,5$. Однако в составе алканов снега оз. Верхнее доминировали природные биогенные соединения с максимумом при $n\text{-C}_{17}$. Роль терригенных гомологов в составе АУВ была минимальной, что свидетельствовало об их природном образовании, а нефтяные алканы не были обнаружены [9]. Континентальные озёра, несмотря на свою низкую биологическую продуктивность, представляют собой очаги жизни [4]. Так, в оз. Верхнее обнаружены водоросли, наличие которых вместе со взвесью способствовало образованию ОС, в том числе и АУВ.

В почвах ст. Новолозаревская максимальная концентрация АУВ установлена вблизи дизельной электростанции (2336–2463 мкг/г, см. табл. 3, рис. 3). Согласно данным 2012 г., концентрация $\text{C}_{\text{орг}}$ в почве в районе дизельной электростанции увеличивалась по сравнению с незагрязнённой почвой в 20 раз (с 0,01 до 0,21%), а количество АУВ – в 480 раз (с 9 до 4453 мкг/г), т.е. $\text{C}_{\text{орг}}$ практически полностью было представлено АУВ. Однако в последние годы (2010–2014 гг.) концентрация АУВ в районе дизельной электростанции (2300–2400 мкг/г) снизилась по сравнению с 2008 г. (9800 мкг/г), особенно по сравнению с 2001 г. (32 500 мкг/г) [9]. На берегах озёр, удалённых от ст. Новолозаревская, содержание АУВ в почвах изменялось в интервале 14–79 мкг/г (см. табл. 3). Эти величины выше фоновых концентраций АУВ в песчаных морских осадках – 10 мкг/г [10, 32]. Доля АУВ в составе $\text{C}_{\text{орг}}$ не превышала 0,8%, т.е. была ниже, чем в районах, загрязнённых нефтью [10].

В почвах ст. Дружная, которая функционирует только в летний сезон, концентрации АУВ были значительно ниже, чем в почвах ст. Новолозаревская (см. табл. 3, см. рис. 3). В районе ст. Дружная, за исключением почвы горы Лэндинг, концентрации АУВ практически не изменились по сравнению с 2010 г. На этой станции АУВ аккумулировались в компосте и цианобактериях, из которых состоял осадок оз. Базового (452 и 962 мкг/г соответственно), т.е. их присутствие обусловлено природными источниками. Поэтому в составе этих объектов их доля была незначительной (0,36–0,64%). Для сравнения, в почвах зарубежных антарктических станций концентрация АУВ также изменялась в широком интервале (табл. 4) и увеличивалась в районах хранения и перегрузки топлива с максимумом на ст. Касей, Земля Вилкиса [22]. На ст. Мак-Мёрдо 58% изученных проб содержали менее 100 мкг/г АУВ [29]. На периферии ст. Мак-Мёрдо содержание АУВ не превышало 15 мкг/г.

В почвах вблизи дизельной электростанции на ст. Новолозаревская также возрастали концентрации ПАУ (в 5–100 раз) по сравнению с фоном – 25 нг/г [21]. При этом в составе ПАУ доля нафталинов увеличивалась до 10–12%. Несмотря на это в составе ПАУ преобладали природные полиарены (фенантрен и хризен), на которые приходилось 62–64% (рис. 4).

Таблица 4. Суммирование данных по концентрациям алифатических углеводородов (мкг/г) в антарктических почвах*

Район	Интервал, мкг/г	Источник
Ст. Мак-Мёрдо, мыс Марбле	< 20–29 100	[19]
Ст. Мак-Мёрдо, о. Росс	Не обн.–26 782	[29]
Мыс Эванс, о. Росс	< 30–18 300	[21]
Ст. Скотта, о. Росс	< 2–17 488	[21]
Ст. Касей, Земля Вилкиса	Не обн.–59 000	[22]
Ст. Девис, Земля Принцессы Элизабет	0,24–220	[27]
Холмы Ларсеманн	Не обн.–12 830	[25]
Ст. Атлас-Кове, о. Хеанд	0,2–5520	[31]
Бангер Хиллз, Западная Антарктика	Не обн.–4580	[26]
Ст. Прогресс, оз. Степпед	6–77	Настоящая работа
Ст. Новолазаревская, озера	14–32 503	
Ст. Молодёжная	6–134	
Ст. Дружная	8–463	
Ст. Беллинсгаузен	3–10	

*Не обн. – содержание ниже чувствительности аналитического метода определения.

В районе оз. *Степпед*, расположенного между российской ст. Прогресс и китайской ст. Зонгшан, наблюдалась значительная межгодовая изменчивость в концентрациях всех изучаемых соединений (см. табл. 1, см. рис. 4, б). Влияние аэрозольных поступлений на распределение взвеси и ОС иллюстрируют данные, полученные для снега в 2008 г. [11]. Содержание АУВ в слое снега толщиной 11–20 см были почти в 4 раза выше, чем в свеженаметанном снеге в слое 0–10 см (см. табл. 1). Концентрации ПАУ изменялись в этих слоях снега почти вдвое: 467 и 959 нг/л соответственно. ПАУ в основном образуются при горении органического топлива [14]. В составе полиаренов в верхнем слое снега доля природных соединений составила 68%, а в нижнем – всего 23%. Состав ПАУ в верхнем слое льда также указывал на влияние пирогенных поступлений, так как отношение флуорантен/пирен составляло 0,74. К 2014 г. в снеге оз. Степпед снизились концентрации всех соединений (см. табл. 1).

В 2008 г. лёд оз. Степпед имел характерный жёлтый цвет и довольно высокие концентрации алифатических углеводородов – 35–82 мкг/л. Подлёдная вода была насыщена микроводорослями и имела характерный запах сероводорода

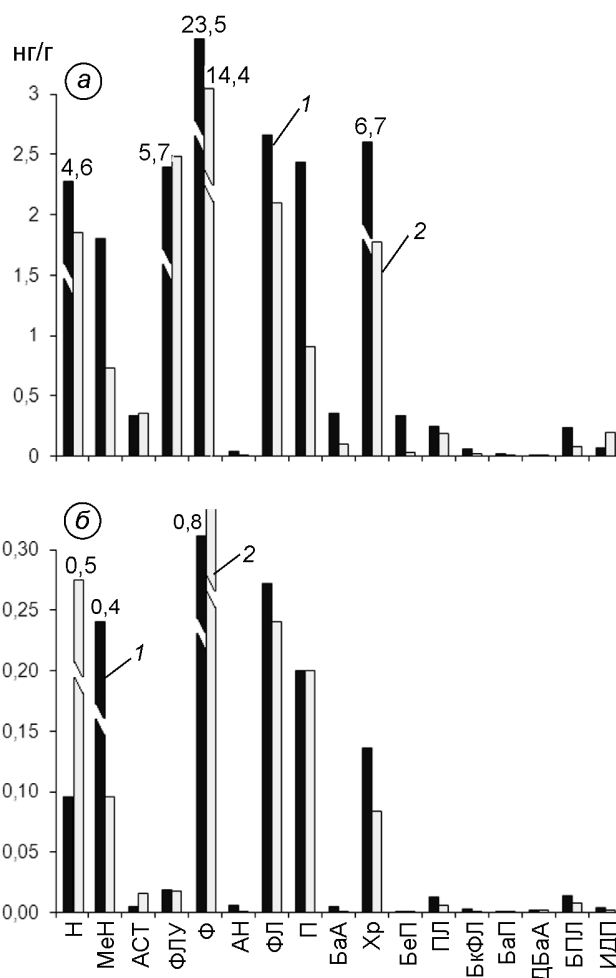


Рис. 4. Состав полициклических ароматических углеводородов:

а – в почвах ст. Новолазаревская, 2012 г.: проба 1 – район ДЭС; проба 2 – берег оз. Лагерное; б – в почве на берегу и в донном осадке оз. Степпед, 2012 г.; 1 – проба 502; 2 – проба 504

Fig. 4. Composition of polycyclic aromatic hydrocarbons: а – in soils in region of Novolazarevskaya station, 2012: 1 – diesel power stations; 2 – lakeside of Lagernoe; б – in the soil at the shore and in bottom sediment in the lake Stepped in 2012; 1 – the sample 502; 2 – the sample 504

да. Всё это косвенно указывало на загрязнение озера бытовыми стоками с окружающих станций, которое вызвало дефицит растворённого в воде кислорода, появление сероводородного заражения и эвтрофикацию водоёма. В 2010 г. концентрация всех изучаемых ОС во льду и в воде снизилась (см. табл. 1). В подлёдной воде содержание АУВ (4–7 мкг/л) оказалось на грани чувствительности метода определения, что совпадало с данными 2001 и 2003 г. [9], при этом отсутствовал запах сероводорода и фиксиро-

вались единичные микроводоросли. Следовательно, к 2010 г., несмотря на низкие температуры, экосистема этого водоёма восстановилась. В подлёдной воде обнаружен зоопланктон (рачки и коловратки).

В марте 2012 г. лёд озера имел бело-серый цвет и содержал большое количество пузырьков воздуха, что косвенно указывало на нарастание льда как сверху, так и снизу. Содержание хл *a* во льду (1,22 мкг/л) и в подлёдной воде (0,60 мкг/л) озера оказалось довольно высоким (см. табл. 1), что свидетельствовало о высокой первичной продукции водоёма. Концентрации взвеси во льду и в снеге варьировали незначительно и составляли 0,67 и 0,72 мкг/л соответственно. Очевидно, что в составе взвеси во льду и в подлёдной воде преобладали биогенные (фитопланктоногенные) частицы. Несмотря на низкие температуры, водоросли активно развиваются как в однолетнем, так и в растущем льду [3, 4], что определило повышенную концентрацию хл *a* во льду по сравнению с подлёдной водой. В 2012 и 2014 гг. удалось отобрать пробы донных осадков из оз. Степпед, которые представляли собой органогенный ил, состоящий из детрита (с включениями фрагментов водорослей) чёрного цвета с характерным запахом сероводорода. Несмотря на высокие концентрации ОС в этих осадках (см. табл. 3), доля АУВ в составе $C_{\text{орг}}$ была низкой, что указывало на их природный источник. Только в почве на берегу оз. Степпед резко увеличивалась концентрация АУВ в составе $C_{\text{орг}}$ (см. табл. 3), а в составе ПАУ (см. рис. 4, б) преобладали метилированные гомологи нафталина ($H/MeH_{\text{почва}} = 0,25$; $H/MeH_{\text{осадок}} = 4,58$), что может указывать на свежее нефтяное загрязнение [10, 21, 31].

Эпишельфовое оз. Степпед образовано благодаря таянию ледников и заплеску солёных вод во время шторма. Поступление морских вод способствует восстановлению его экосистемы. Это явление характерно для многих озёр, имеющих временную связь с морем. В частности, влияние морских вод на состояние экосистемы прослежено для отделяющихся озёр Белого моря в районе Кандалакшского залива [13]. При отсутствии морских вод в водоёме образуется двухслойная структура: верхний распреснённый слой и нижний более солёный слой с пониженным содержанием кислорода. При незначительной глубине водоёма он превра-

щается в пресное озеро со следами осолонения пресной воды в понижениях рельефа дна, где образуется сероводород. Солёность воды в оз. Степпед не превышала 1,5 епс по данным 2014 г. Согласно гидрохимическим исследованиям [устное сообщение Н.И. Торгуновой и К.В. Артамоновой (ВНИРО), 2014 г.], в оз. Степпед наблюдались очень высокие концентрации аммонийного азота — 28,7 μM (восстановленная форма азота, которая образуется при разложении органического вещества в морских водах). Сравнение данных по аммонийному азоту, полученных в 2012–2014 гг. (57, 58 и 59 РАЭ), показало, что его концентрация увеличилась в 2 раза за период с 2012 по 2013 г. и в 25 раз — с 2013 по 2014 г., что указывает на эвтрофирование этого водоёма. В придонном слое концентрация сероводорода достигала 0,6 мл/л. Подобное явление вызвано не только поступлением загрязнённых вод (бытовых стоков), но в первую очередь естественными природными процессами, обусловленными взаимодействием вод озера и моря.

Необычное распределение взвеси и ОС установлено в снежно-ледяном покрове оз. Китеж (см. Беллинсгаузен, см. табл. 1). Снег содержал много взвеси минерального происхождения (из-за выветривания незащищённых снегом почв), поэтому и содержание хл *a* было низким. Максимальная концентрация взвеси установлена в шуге, которая аккумулирует её частицы при замерзании [11]. Подлёдная вода отличалась высокими концентрациями всех изучаемых ОС, что указывает на высокую интенсивность биологических процессов, протекающих в озере в период открытой воды. В почвах на берегу оз. Китеж установлены низкие концентрации АУВ (3–10 мкг/г, см. табл. 3), содержание которых не превышало 50% липидной фракции и 0,2–6,3% $C_{\text{орг}}$. Почвы вокруг ст. Беллинсгаузен (о. Кинг-Джордж) относятся к низкоантарктической тундро-пустоши [1]. Увеличение концентраций ОС отмечалось в пробах лишайников, мхов и шучки антарктической (высшее сосудистое растение *Deshampsia Antarctica*) (см. табл. 3, рис. 5, б). Несмотря на то, что в пересчёте на сухой вес в этих объектах содержание АУВ значительно выше, чем в почвах, доля АУВ в составе $C_{\text{орг}}$ в почвах выше (до 6,3%), чем в изученных объектах флоры. Очевидно, во мхах и лишай-

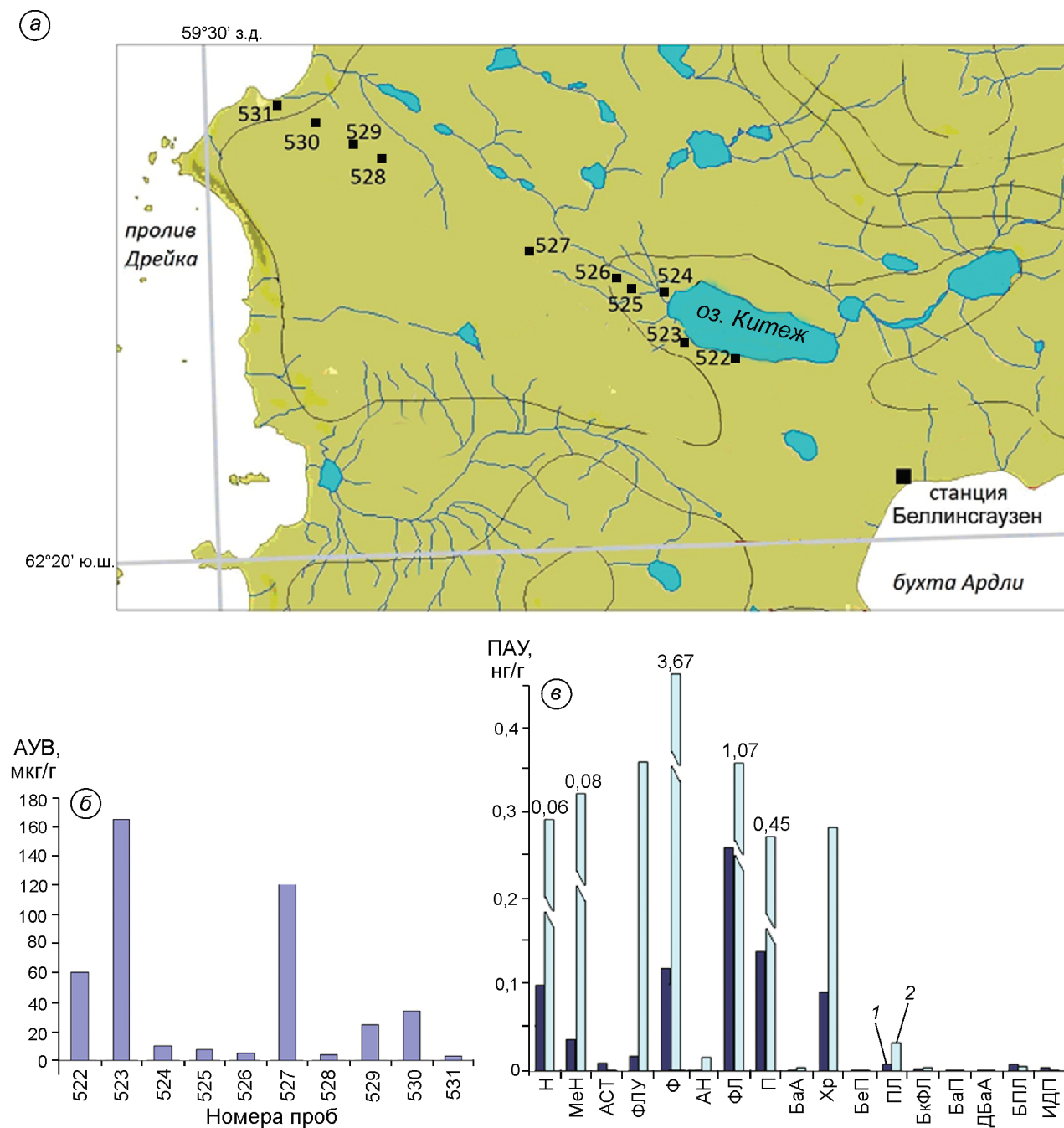


Рис. 5. Схема отбора проб в районе ст. Беллинсгаузен в 2012 г. (а), содержание алифатических углеводородов в пробах почв, лишайников и мхов (б) и состав полициклических ароматических углеводородов (в).

1 – проба 523; 2 – проба 529; 522 – мох (мкг/г × 10); 523 – *Deschampsia Antarctica*; 524 – почва чёрная с рыжими вкраплениями; 525 – почва рыжая; 526, 527, 529, 531 – почва чёрная; 528 – мох; 530 – лишайник

Fig. 5. Sampling scheme in the region Bellingshausen station, 2012 (а) АНС in soils, lichens and moss (б) and composition of polycyclic aromatic hydrocarbons (в).

1 – 523 sample; 2 – 529 sample; 522 – moss (μg/g × 10); 523 – *Deschampsia Antarctica*; 524 – black soil interspersed with red; 525 – red soil; 526, 527, 528, 531 – black soil; 529 – moss; 530 – lichen

никах АУВ аккумулируются в меньшей степени по сравнению с другими ОС; так, концентрации $C_{орг}$ достигают 15,5–26,9% (см. табл. 3).

Содержание суммы ПАУ в пробах почвы в районе ст. Беллинсгаузен соответствует фоновому – 20–25 нг/г. Однако в их составе, наряду с

доминированием фенантрена и хризена, наблюдались повышенные доли нафталина и метилнафталина (см. рис. 5, в). Последнее может быть обусловлено влиянием локальных загрязнений от станции. Антарктическая почва представляет собой продукт выветривания горных пород. Ничтожное количество ОС, образующихся в результате жизнедеятельности мхов, лишайников и водорослей в условиях низких температур и малого количества влаги, разлагается крайне медленно. Они составляют верхний «гумусированный» горизонт почв. Лишайники, не имея корневой системы, питаются исключительно за счёт веществ, поступающих из атмосферы, поэтому содержание ОС в них значительно выше, чем в почвах (см. табл. 3).

В суровых условиях Антарктиды лишайники характеризуются достаточной биологической активностью, обеспечивающей нормальное протекание жизненных процессов, приводящих к образованию и накоплению химических веществ [1, 3, 4]. Особенно это характерно для мест поселения пингвинов. В мелкозёме из-под мхов и на старых пингвиных базарах, состоящих преимущественно из минерального грубого материала, количество гумуса колеблется в пределах 0,4–0,8% [1]. Как показали данные, полученные ранее в районе поселения пингвинов на берегу эписельфового оз. Хасуэлл (о. Хасуэлл, море Дейвиса) [9], содержание АУВ в почве (12 мкг/г) и мхах (197 мкг/г) также соответствовало фоновому значению (см. табл. 3). Из-за массовой колонизации острова пингвинами, в условиях постоянного привноса органического вещества (около 100 т/год [1]), растительный покров развивается относительно интенсивно и, безусловно, влияет на строение и свойства подстилающих пород, элювия и мелкозёма. Здесь наблюдалась, как и следовало ожидать, особенно большая биологическая активность в мелкозёме, удобренном помётом птиц, пронизанным цианобактериями или покрытым чешуйками зелёной водоросли прازیола, богатой азотом. Содержание $C_{орг}$ под подушками лишайников на о. Хасуэлл составляло около 14,5%, а в самих мхах — 24% [9]. Для сравнения: в районе ст. Новолазаревская на берегах озёр в почвах концентрация $C_{орг}$ в среднем была равна всего 0,02%. Биологическая активность и почвообразовательные процессы распространены только на незна-

чительных участках острова [1]. Большая часть поверхности мелкозёма — это грунт (а не почва), где отсутствует биологическая активность.

Выводы

На материке в районе антарктических станций для снежного покрова характерны низкие концентрации ОС. Увеличение их концентраций (исключая хл *a*) и взвеси отмечается в районах, где на окружающих холмах отсутствует снежный покров. Колебания концентраций ОС обусловлены главным образом естественными природными процессами. Межгодовая изменчивость концентраций АУВ в снежном покрове озёр в районе ст. Новолазаревская обусловлена циркуляцией атмосферных потоков со стороны оазиса Ширмахера.

За период исследования (2008–2014 гг.) происходили изменения в величинах концентраций и распределении взвеси и ОС в системе «снег — лёд — вода — осадки» эписельфового оз. Степед. Это явление обусловлено не только антропогенной нагрузкой, но и интенсивностью затоков морской воды в озеро. Установлено, что даже при низких антарктических температурах происходит достаточно быстрая трансформация ОС, в том числе АУВ.

Концентрация АУВ и ПАУ в почве антарктических станций, где хранится топливо или происходит его перегрузка, в основном определяется антропогенной нагрузкой. Именно поэтому в районе станций наблюдалась значительная изменчивость их концентраций (см. табл. 3, 4). При этом в почвах, загрязнённых нефтепродуктами, повышалась концентрация АУВ в составе $C_{орг}$. Установлено, что природные процессы также могут способствовать формированию довольно высоких концентраций АУВ (до 79 мкг/г) в почвах, однако их доля в составе $C_{орг}$ обычно не превышала 1%.

Благодарности. Авторы выражают благодарность за помощь при отборе проб В.А. Артемьеву, А.А. Недоспасову, Д.А. Ульянову и К.А. Щербакову, а при проведении анализов — А.Б. Горницкому и Г.И. Сычковой.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской Антарктической экспедиции ААНИИ, гранта РФФИ № 14-05-00223-а, про-

граммы № 43 Президиума РАН, гранта Президента РФ НШ-2493.2014.5, Государственного задания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН 14-27-00114.

Литература

1. Абакумов У.В. Источники и состав гумуса некоторых почв Западной Антарктиды // Почвоведение. 2010. № 5. С. 338–347.
2. Агатова А.И., Аржанова Н.В., Лапина Н.М., Налетова И.А., Торгунова Н.И. Руководство по современным биохимическим методам исследования водных систем, перспективных для промысла и марикультуры. М.: изд. ВНИРО, 2004. 124 с.
3. Антарктида – особенности пространственной дифференциации. Почвы, растительный и животный мир Антарктиды, 2012. www.geotron-moscow.ru
4. Атлас Антарктики. Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 598 с.
5. Василенко В.Н., Назаров И.М., Фридман Ш.Д. Мониторинг загрязнения снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 184 с.
6. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
7. Люцарев С.В. Определение органического углерода в морских донных отложениях методом сухого сжигания // Океанология. 1986. Т. 26. Вып. 4. С. 704–708.
8. Методы исследования органического вещества в океане. М.: Наука, 1980. 343 с.
9. Немировская И.А. Органические соединения в снежно-ледяном покрове Восточной Антарктиды // Геохимия. 2006. № 8. С. 891–901.
10. Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.
11. Немировская И.А., Чернявский Н.Г. Новые данные о распределении органических соединений в снежно-ледяном покрове Восточной Антарктиды // Лёд и Снег. 2010. № 2 (110). С. 109–117.
12. О мониторинге воздействия научной деятельности и операций, проводимых в Антарктике, на окружающую среду. XXIII ATCM/WP 4 CEP II Agenda Item 6. COMNAP. 1999. 9 p.
13. Пантюлин А.Н., Краснова Е.Д. Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований // Геология океанов и морей: Т. 3. М.: ГЕОС, 2011. С. 241–245.
14. Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 224 с.
15. Руководство по методам анализа морских вод. РД 52.10. 243–92 / Под ред. С.Г. Орадовского. СПб: Гидрометеиздат, 1993. 264 с.
16. Слевич С.Б., Короткевич Е.С. Человек в Антарктиде. СПб.: Техническая книга, 1995. 200 с.
17. Справочники и руководства. № 15. МОК/ВМО. Париж: ЮНЕСКО, 1985. 12 с.
18. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Chapter 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: AMAP, 2007. 87 p.
19. Aislabie J.M., Barks M.R., Foght J.M., Waterhouse E.J. Hydrocarbon spills on Antarctic soils: effect and management // Environmental Science and Technology. 2004. V. 38. P. 1265–1274.
20. Arar E.J., Collins G.B. Method 445.0. In vitro determination of chlorophyll «a» and pheophytin «a» in marine and freshwater algae by fluorescence. Revision 1.2. Cincinnati: U.S. Environmental Protection Agency, 1997. 22 p.
21. Barks M.R., Paetzold R.F., Kimble J.H. Effects of hydrocarbons spills on the temperature and moisture regimes of Creosols in the Ross Sea region // Antarctic Science. 2002. V. 14 (4). P. 319–326.
22. Deprez P.P., Arents M., Locher H. Identification and assessment of contaminated sites at Casey station, Wilkes Land, Antarctica // Polar Record. 1999. V. 35. P. 299–316.
23. Hodson A., Paterson H., Westwood K., Cameron K. A blue-ice ecosystem on the margins of the East Antarctic ice sheet // Journ. of Glaciology. 2013. V. 59. № 214. P. 255–268.
24. Hughes K.A., Thompson A. Distribution of sewage pollution around a maritime Antarctic research station indicated by fecal coliforms, clostridium perfringens and fecal sterol markers // Environmental Pollution. 2004. V. 127. № 3. P. 315–321.
25. Goldsworthy P.M., Cannino E.A., Ruddie M.J. Soil and water contamination in Larsemann Hill, East Antarctica // Polar Record. 2003. V. 39. P. 319–337.
26. Gore D.B., Revill A.T., Gulle D. Petroleum hydrocarbons ten years after spillage at a helipad in Bunger Hills, East Antarctica // Antarctic Science. 1999. V. 11. P. 427–429.
27. Green G., Nicols P.D. Hydrocarbons and sterol in marine sediments and soil at Davis Station, Antarctica: a survey for human-derived contamination // Antarctic Science. 1995. V. 7. P. 137–144.
28. Kim M., Kennicutt II M.C., Qian Y. Molecular and stable carbon isotopic characterization of PAH contaminants at McMurdo Station, Antarctica // Marine Pollution Bulletin. 2006. V. 52. P. 1585–1590.
29. Klein A.G., Sweet S.T., Wade T.L., Sericano J.L., Kennicutt M.C. Spatial patterns of total petroleum hydrocarbons in the terrestrial environment at McMurdo Station, Antarctica // Antarctic Science. 2012. V. 24. P. 450–466.

30. *Montone R.C., Taniguchi S.* PCBs in the atmosphere of King George Island, Antarctica // *Science of the Total Environment*. 2003. V. 308. P. 167–173.
31. *Stark S.C., Gardner D., Snape I., McIvor E.* Assessment of contamination by heavy metals and petroleum hydrocarbons at Atlas Cove Station, Heard Island // *Polar Record*. 2003. V. 39. P. 397–414.
32. *Tolosa I., Mora S., Sheikholeslami M.R., Ville-neuve M.R., Bartocci J., Cattini C.* Aliphatic and Aromatic Hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments // *Marine Pollution Bulletin*. 2004. V. 48. P. 44–60.
33. UNEP (United Nations Environment Programme) Illegal oil discharge in European Seas // *Environment Allert Bulletin*. 2006. № 7. 4 p.

Summary

The snow cover in many places of the Antarctic continent is characterized by low concentrations of organic compounds (OC). It was found that the OC content (except chlorophyll *a*) and suspended matter increases in snowless areas on surrounding hills of station Novolazarevskaya (Schirmacher Oasis) and station Progress (Larsemann hills). Fluctuations in the OC concentrations are mainly controlled by natural processes. The inter-annual variability of concentrations of aliphatic hydrocarbons (AHC) in the snow cover on lakes near the Novolazarevskaya station correlates with different atmospheric flows from Schirmacher Oasis. During the period of investigations (2008–2014) changes in values of

concentrations and distribution of suspended matter and organic compounds in the system «snow–ice–water–sediments» of the epishelf lake Stepped were caused not only by an anthropogenic impact, but also by intensity of the seawater inflow to the lake. It had been found that organic compounds, including hydrocarbons (HC), are quite quickly disintegrated at even low Antarctic temperatures. The highest concentrations of aliphatic and polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in soils were observed in the area of Antarctic stations near fuel tanks, diesel power stations and in places of the fuel reloading. At the same time increase of the AHC concentration in compounds of organic carbon takes place in the soils contaminated by petroleum products.

It was revealed that natural processes can generate relatively high concentrations of aliphatic hydrocarbons (about 79 µg/g in soils) with its low content in the organic matter. Therefore considerable variability of these components was observed near stations shown in Tables 3 and 4 in the paper. It was found that natural processes may also cause a formation of rather high AHC concentrations (up to 79 µg/g) in the soil. However, a part of AHC in the organic matter did not exceed 1%. Total content of PAHs in the soil samples in the area of Bellingshausen station corresponds to the background content – 20–25 µg/g. All investigated compounds were concentrated in mosses and lichens. Depending on the eluvium content natural processes in soils, lichens, and mosses may promote formation of rather high concentrations of aliphatic hydrocarbons in them.

Путешествия, открытия

УДК:551.466.3

95 лет исследований климата и криосферы Арктики в ААНИИ

© 2015 г. Г.В. Алексеев, Д.Ю. Большиянов, В.Ф. Радионов, С.В. Фролов

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

alexgv@aari.ru

95 years of climate and cryosphere studies of the Arctic in the Arctic and Antarctic Research Institute

G.V. Alekseev, D.Yu. Bolshiyarov, V.F. Radionov, S.V. Frolov

Arctic and Antarctic Research Institute, Sankt-Petersburg

Статья принята к печати 24 июня 2015 г.

ААНИИ, Арктика, атмосфера, ледники, морской лёд, океан, 95-летие.

AARI, Arctic Regions, atmosphere, glaciers, ocean, sea ice, 95th anniversary.

В связи с 95-летним юбилеем Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) рассматривается развитие исследований атмосферы, океана, морских льдов и ледников в Арктике, проводившихся в институте учёными и специалистами начиная с 1920 г.

A brief description of studies of the atmosphere, ocean, sea ice, and glaciers in the Arctic Regions and on the islands fulfilled since 1920 by scientists and specialists of the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) is presented. The paper is dedicated to the 95th anniversary of the Institute.

Введение

К арктическим территориям, Северному Ледовитому океану и его окраинным морям с давних пор приковано внимание учёных и специалистов разных направлений. В исследованиях, проводимых в Арктике с 1920 г., ведущая роль принадлежала сотрудникам Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ). Институт берёт начало от Северной научно-промысловой экспедиции, основанной 4 марта 1920 г., которая в марте 1925 г. была переименована в Институт по изучению Севера, преобразованный позже во Всесоюзный Арктический институт (29 ноября 1930 г.), а в 1939 г. — в Арктический научно-исследовательский институт. С 25 июня 1958 г. это — Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт.

Колоссальный объём полученной за эти годы информации по метеорологии, океанологии, биологии Северного Ледовитого океана, ледоведению, геофизике и многим другим природоведческим направлениям науки обобщён в сотнях научных статей, фундаментальных монографиях, атласах, справочниках и пособиях. Эти данные не утратили научную ценность и в настоящее время. Результаты многолетнего труда российских исследователей Арктики и сегодня —

одна из важнейших составных частей работы интернациональных коллективов по исследованию природы Арктики.

Исследования климата Арктики

Первые 12 метеорологических станций в Арктике были открыты в период Первого Международного полярного года в 1882/83 гг. Массовая организация сети метеорологических станций в Российской Арктике велась в 1932–1934 гг. во время Второго Международного полярного года, когда их число значительно возросло. К 1951 г. работала уже 81 станция. С помощью сети береговых и островных арктических станций получены многочисленные материалы гидрометеорологических наблюдений. Во время проведения Международного геофизического года (1957/58 гг.) исследования распространились на центральную область Северного Ледовитого океана, на прилегающие к Арктике обширные районы суши и океана, а также на Антарктический континент. Полученная в те годы информация позволила оценить климатические параметры в арктическом регионе, а также усовершенствовать методы метеорологических, ледовых и гидрологических прогнозов.

Результаты обобщения и анализа метеорологических и актинометрических наблюдений представлены в двух фундаментальных работах, вышедших из печати в 1965 г.: З.М. Прик «Климат Советской Арктики (метеорологический режим)» [34] и Н.Т. Черниговский и М.С. Маршунова «Климат Советской Арктики (радиационный режим)» [46]. Эти работы выдвинули авторов в лидеры полярной климатологии, книги были переведены и использовались многими зарубежными исследователями. Позже была опубликована монография с описанием радиационного режима на территории зарубежной Арктики [28, 48].

Для широкого круга научных и прикладных исследований необходимы сведения о параметрах и структуре свободной атмосферы. В первую очередь они использовались при изучении общей циркуляции атмосферы, составлении гидрометеорологических прогнозов, а позднее — в климатологии, при описании трансграничного переноса атмосферных примесей. Систематические исследования характеристик пограничного слоя атмосферы с помощью воздушных змеев начались в Арктике в 1930 г. по инициативе П.А. Молчанова. Для подъёма измерительной аппаратуры использовались привязные аэростаты, но они не обеспечивали требуемых высот зондирования. Проблема получения информации о состоянии вышележащих слоёв атмосферы была решена после создания П.А. Молчановым радиозонда. Уже в январе 1931 г. один из зондов Молчанова в пос. Полярное под Мурманском достиг высоты 10,5 км, зафиксировав высоту тропопаузы на уровне 9,7 км, т.е. зонд проник в стратосферу.

В послевоенные годы бурно росла сеть стационарных аэрологических станций. В 1948/49 гг. впервые были организованы аэрологические наблюдения на дрейфующем льду, а 1950 — год организации дрейфующей научно-исследовательской станции «Северный полюс-2» («СП-2»). Регулярные выпуски радиозондов проводились на всех последующих дрейфующих станциях «Северный полюс». Проанализированные К.И. Чуканиным материалы аэрологических наблюдений на дрейфующих станциях «СП 6 — СП 8» подтвердили сделанный ранее вывод Б.Л. Дзердзеевского, что атмосферные процессы, определяющие погоду в Централь-

ной Арктике, взаимосвязаны и взаимодействуют с циркуляцией атмосферы на всём земном шаре. Большой объём аэрологических данных был собран в 332 полётах «Летающей метеорологической обсерватории (ЛМО) с 1948 по 1960 г. Бортовая аппаратура ЛМО была разработана и изготовлена в Арктическом институте под руководством М.И. Гольцмана. Исследования на ЛМО на начальном этапе возглавлял И.М. Долгин, а впоследствии — А.И. Воскресенский.

Данные регулярных аэрологических наблюдений на советских стационарных и дрейфующих станциях до 1960 г., дополненные материалами наблюдений на американских дрейфующих станциях 1957–1959 гг., были обобщены в монографии И.М. Долгина «Климат свободной атмосферы Советской Арктики» [19]. В ней проанализированы результаты 11 тысяч радиозондовых наблюдений. Через несколько лет была издана коллективная работа «Климат свободной атмосферы зарубежной Арктики». Информация, представленная в этих фундаментальных публикациях, не утратила своего значения и в настоящее время.

Важный фактор формирования погоды и климата — атмосферная циркуляция. Исследования общей циркуляции атмосферы с целью установления закономерностей преобразования её состояний из одного в другое для долгосрочных метеорологических прогнозов были начаты Г.Я. Вангенгеймом ещё в 1930-х годах. Разработанные им принципы макроциркуляционного метода прогнозов получили своё развитие в работах А.А. Гирса и Л.А. Дыдиной.

С 1980-х годов метеорологические исследования полярных районов, до этого направленные главным образом на исследования метеорологических процессов и режима погоды, в значительной степени были переориентированы на мониторинг состояния природной среды и климата. Начались исследования как собственно климатических характеристик и параметров их изменчивости разных временных масштабов, так и различных климатообразующих факторов. В частности, анализировались результаты наблюдений составляющих радиационного режима атмосферы применительно к задачам мониторинга климата, велись натурные измерения уровней содержания аэрозоля и климатически активных малых газовых составляющих

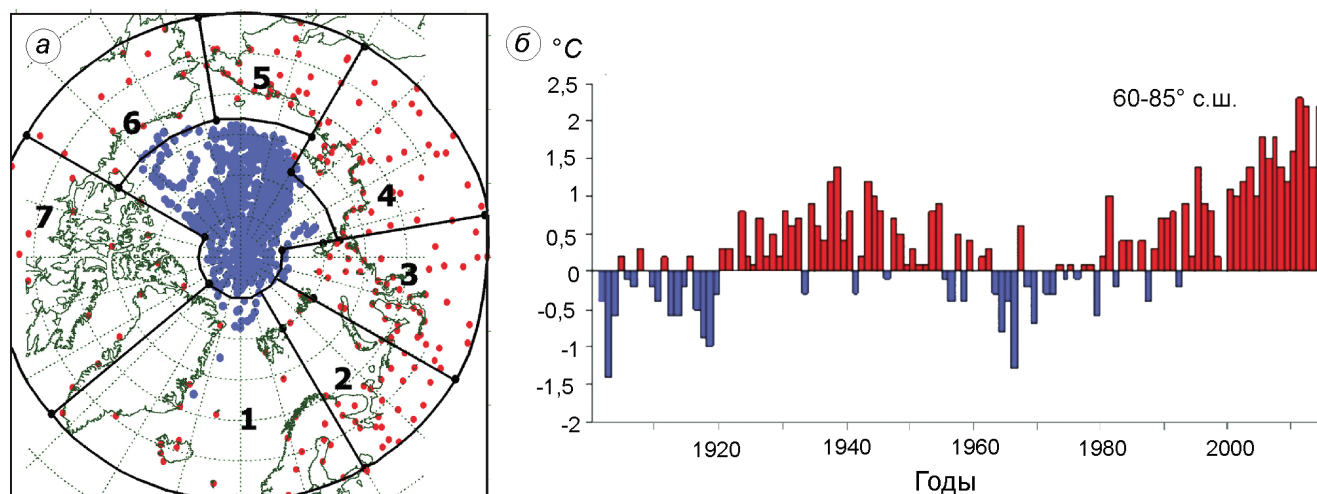


Рис. 1. Сеть станций мониторинга приповерхностной температуры воздуха в высоких широтах Северного полушария (красные точки – метеостанции на суше, синие – дрейфующие станции) (а) и аномалии среднегодовой температуры воздуха на станциях в области 60–85° с.ш. в 1900–2014 гг. относительно нормы за 1961–1990 гг. (б). Районы: 1 – Атлантический, 2 – Северо-Европейский, 3 – Западно-Сибирский, 4 – Восточно-Сибирский, 5 – Чукотский, 6 – Аляскинский, 7 – Канадский

Fig. 1. Meteorological network for monitoring of air temperature in high latitudes of the Northern Hemisphere (red dots – stations on the land, blue dots – ice drifting stations) (a) and anomalies of the mean annual air temperature in 60–85° N area for 1900–2014 relatively to the 1961–1990 mean.

Regions of averaging air temperature: 1 – Atlantic, 2 – North European, 3 – West Siberian, 4 – East Siberian, 5 – Chukchi, 6 – Alaskan, 7 – Canadian

атмосферы в полярных районах и над акваторией Мирового океана. Эти работы проводились в сотрудничестве с Институтом физики атмосферы АН СССР, Главной геофизической обсерваторией, Центральной аэрологической обсерваторией, Институтом экспериментальной метеорологии, Институтом глобального климата и экологии и рядом других научных организаций. Совместные работы с этими организациями ведутся и в настоящее время.

В 1978–1979 гг. впервые в мире были выполнены измерения микрофизических характеристик аэрозоля и спектрального аэрозольного ослабления солнечной радиации в Арктическом бассейне на дрейфующей станции «СП-22» [38], которые в 1987 г. были повторены на станции «СП-28». С 1979 по 1986 г. наблюдения аэрозольной составляющей атмосферы регулярно проводились на архипелаге Северная Земля (Купол Вавилова). Совместный анализ полученных результатов и данных метео- и аэрологических измерений на сети арктических станций позволил описать внутригодовую и многолетнюю изменчивость уровней аэрозольного загрязнения арктической атмосфе-

ры, объяснить эффект и причины возникновения «арктической дымки» – высокого уровня аэрозольного загрязнения атмосферы в конце зимы – дальним переносом загрязнённых воздушных масс из умеренных широт. Интенсивные процессы самоочищения арктической атмосферы – вымывание примесей осадками, начинающиеся весной, приводят к тому, что в Арктическом бассейне с начала мая прозрачность атмосферы становится предельно высокой, так как уровни её аэрозольного загрязнения в это время предельно низкие.

Мониторинг климатических параметров в Северной полярной области, проводимый с начала 2000-х годов, показывает, что наблюдается значимый (5%-й уровень значимости) линейный тренд увеличения среднегодовой температуры воздуха за период с 1936 г. по настоящее время как в целом по этой области (рис. 1), так и в отдельных её районах. На фоне повышения температуры отмечается рост годовых сумм выпадающих осадков, в основном за счёт увеличения количества твёрдых осадков в холодное время (10,5%) в период 1936–2014 гг. За эти же годы количество жидких осадков уменьшилось

на 1,6% в широтной зоне 60–85° с.ш. и на 6% многолетней нормы — в широтной зоне севернее 70° с.ш. Увеличение температуры вызвало сокращение сроков залегания устойчивого снежного покрова. В зоне севернее 70° с.ш. наблюдалась общая тенденция к сокращению числа дней с устойчивым снежным покровом за счёт более позднего его установления и более раннего схода. За последние 30 лет в среднем по широтной зоне 70–85° с.ш. уменьшение составило около 12 дней. Это приводит к тому, что в период таяния большие количества запасённой в снеге воды сбрасываются в океан и окраинные моря в более ранние сроки.

Исследования влияния океана на климат Арктики

По мере развития знаний о процессах в атмосфере и океане Земли укреплялась идея о необходимости учёта их взаимодействия в развитии методов долгосрочных прогнозов погоды и колебаний климата. В 1967 г. под руководством А.Ф. Трешникова в ААНИИ был разработан план «Натурного эксперимента по взаимодействию океана и атмосферы» (НЭВ), цель которого — исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы на акватории Северо-Европейского бассейна и прилегающей Северной Атлантики. Здесь ещё в 1930-е годы начались первые советские экспедиционные исследования, продолжавшиеся до 1939 г. включительно. В задачу исследований того времени входило выяснение влияния водообмена между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном на арктический лёд и климатические условия вдоль трассы Северного морского пути [41].

За время работы в 1928–1939 гг. советскими экспедициями на судах «Персей», «Книпович», «Нерпа», «Садко», «А. Сибиряков» под руководством В.А. Васнецова, М.М. Сомова, Н.Н. Зубова, И.В. Максимова, А.П. Носкова были выполнены более 500 глубоководных гидрологических станций в Норвежском и Гренландском морях. Из них всего 30 станций находилось южнее 70° с.ш., а остальные были расположены в северной части Норвежского моря и в Гренландском море. Эти данные приобрели особое значения в настоящее время в связи с современным

потеплением Арктики, которое можно сопоставить с первым потеплением в водах Норвежского, Гренландского и Баренцева морей.

В 1970 г. при обсуждении международной Программы исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП) было решено проводить наблюдения в полярных областях Земли в рамках предложенной программы НЭВ, включив её в ПИГАП в виде подпрограммы под названием «Полярный эксперимент» (ПОЛЭКС). Одна из главных задач «Полярного эксперимента» — количественная оценка роли атмосферы и океана в формировании энергетического баланса полярных областей Земли [8]. Кроме того, ПОЛЭКС был направлен на исследование процессов крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана в полярных областях и изучение механизмов, формирующих крупномасштабные изменения гидрометеорологических процессов в Арктике и Антарктике. Для реализации программы был предложен план экспедиционных исследований на ближайшие годы, который выполнялся на научно-исследовательских судах, в воздушных экспедициях «Север» в Арктический бассейн, постановками автономных буйковых станций. За этот период выполнен ряд рейсов научно-исследовательских и экспедиционных судов, проведены крупномасштабные океанографические съёмки Арктического бассейна воздушными экспедициями «Север» [25].

Высокоширотные воздушные экспедиции «Север», выполнявшиеся в 1937, 1941–1993 гг. под руководством известных полярных исследователей (О.Ю. Шмидт, Я.С. Либин, А.А. Кузнецов, М.М. Никитин, Г.А. Баскаков, В.Ф. Бурханов, Е.И. Толстиков, Б.В. Вейнбаум, Н.И. Тябин, П.А. Гордиенко, Д.Д. Максудов, Н.А. Волков, Н.И. Блинов, В.М. Рогачев, Н.А. Корнилов, И.П. Романов, Ю.Б. Константинов, Б.А. Крутских, М.Н. Красноперов, Г.И. Артемьев, С.А. Кессель, В.В. Киселев), позволили собрать уникальный массив океанографических данных на акватории всего Арктического бассейна в период покрытия акватории дрейфующими льдами с февраля по июнь (рис. 2 и 3). Были выполнены наблюдения более чем на 1500 океанографических станциях, открыт подводный хребет Ломоносова, собран обширный материал о характеристиках ледяного покрова в Арктическом бассейне.

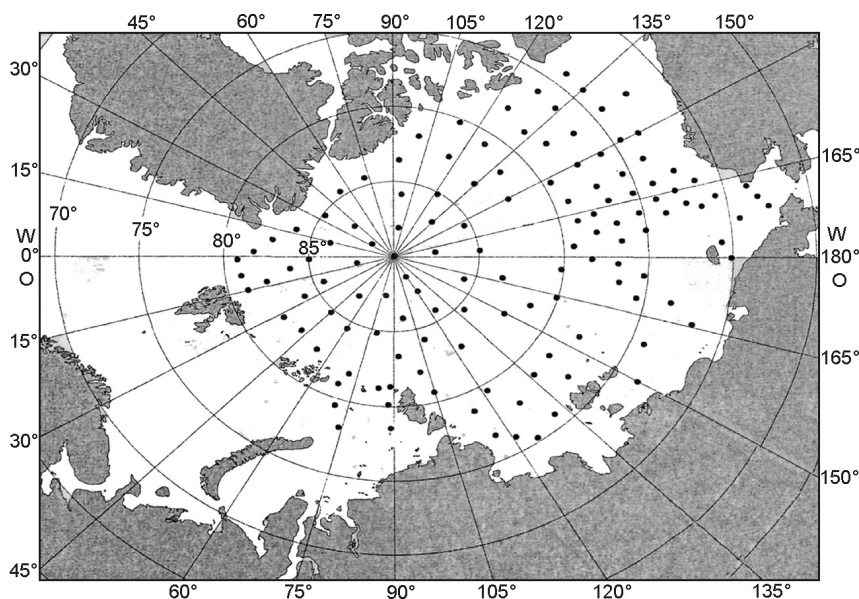


Рис. 2. Положение океанографических станций, выполненных Высокоширотной воздушной экспедицией (ВВЭ) весной 1975 г.

Fig. 2. Oceanographic stations fulfilled by the Highlatitudinal Airborne Expedition in 1975 spring

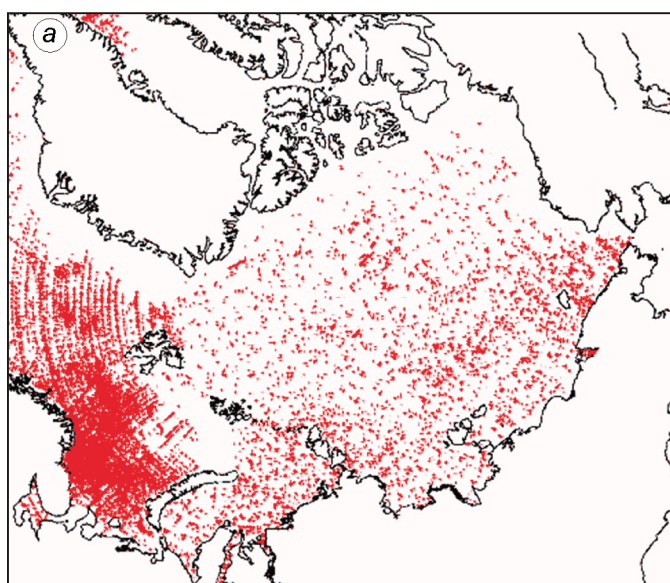
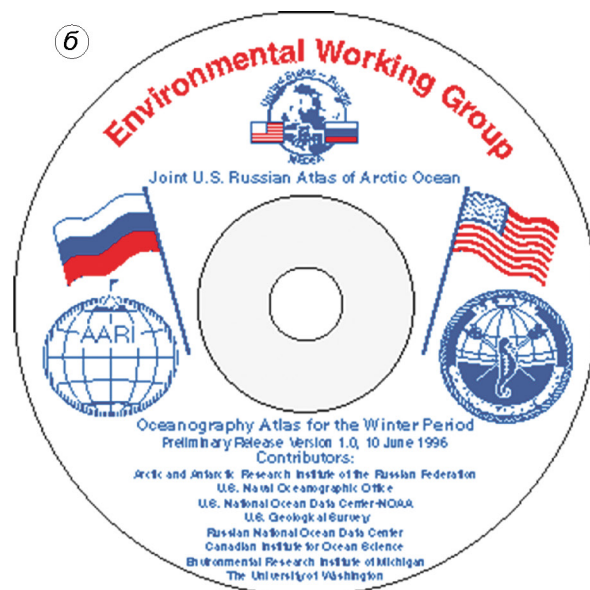


Рис. 3. Океанографические станции (а), выполненные советскими экспедициями зимой в 1937–1993 гг., данные которых использованы при создании Атласа EWG (1997) (б)

Fig. 3. Oceanographic stations (a) fulfilled by the Soviet expeditions in 1937–1993, which data were used to create the EWG Atlas (1997) (b)



1976 год — время проведения крупнейшего в истории исследований Северной полярной области натурного эксперимента [35]. В работах, развёрнутых на акватории Северного Ледовитого океана и Берингова моря, участвовали научно-исследовательские суда ААНИИ, других ин-

ститутов Гидрометеослужбы и ведомств, а также авиация для выполнения океанографических съёмок в Арктическом бассейне, ледовых разведок и атмосферных исследований. В результате получены многочисленные данные наблюдений в атмосфере и океане Северной полярной

области. Оценки переносов тепла в океане и атмосфере в Северо-Европейском бассейне подтвердили определяющую роль океанического притока тепла в этот район для формирования климатических и погодных условий в Арктике и на Европейской территории России, что предполагал ещё В.Ю. Визе в 1937 г. В Арктическом бассейне были установлены важные особенности структуры и циркуляции водных масс, в том числе тенденция к ослаблению циркуляции и понижению температуры воды в бассейне. Обнаружены области формирования и распространения холодных промежуточных вод [30], располагавшиеся на периферии Арктического бассейна к северу от островов Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Гренландия и Канадского Арктического архипелага.

Данные океанографических наблюдений в Арктическом бассейне использованы при подготовке атласа «Северный Ледовитый океан» и «Атласа Арктики». Позднее они вошли в цифровые сеточные массивы климатических, океанографических и метеорологических данных для Северного Ледовитого океана.

Наследие эксперимента «ПОЛЭКС-Север-76» нашло применение при разработке части программы «Разрезы», относящейся к Норвежской энергоактивной зоне. Программа «Разрезы» разрабатывалась под руководством академика Г.И. Марчука в 1979–1981 гг. Основанием для разработки программы послужили решения обратной задачи обнаружения очагов влияния на погоду и климат на территории России с использованием гидродинамической модели циркуляции атмосферы. Обнаруженные таким образом очаги взаимодействия океана и атмосферы были названы энергоактивными областями океана; одна из этих зон располагалась в Северо-Европейском бассейне. Научные итоги отечественных натурных исследований в Северо-Европейском бассейне по программам НЭВ, «ПОЛЭКС-Север», «Разрезы» подведены в многочисленных публикациях [11, 32, 40]. Результаты исследований в Арктическом бассейне и арктических морях отражены в серии обобщающих публикаций [31, 42, 43] и в работах, в частности, оценивающих составляющие теплового баланса системы океан–атмосфера в Арктике [20, 27].

Комплексные натурные исследования океана, морских льдов, атмосферы и взаимодействия

между ними, выполнявшиеся в 1970–80-е годы в Арктике, были продолжены в 2000-е годы в рамках исследований по национальным и международным проектам. Их кульминация — выполнение натурных экспериментов по программе Международного полярного года (МПГ) 2007/08, при разработке планов и реализации которых широко использовались опыт и результаты крупномасштабных исследований 1970–80-х годов [23, 33].

Полученные в период МПГ 2007/08 данные, объединённые с ранее собранными материалами, позволили проследить развитие потепления в 1990–2000-х годах в морской Арктике, установить её связь с изменениями глобального климата и сравнить с потеплением в 1930–40-е годы. Глобальное потепление, начавшееся в конце 1970-х годов, в Арктике проявилось и усилилось с середины 1990-х годов, достигнув максимального развития к 2012 г. В этот период резко сокращались площади, занимаемые морскими льдами в конце летнего периода (рис. 4). В Арктическом бассейне распространялась обширная положительная аномалия температуры в подповерхностном слое воды атлантического происхождения и изменилось распределение пресной воды в верхнем слое.

Морской лёд и климат

Наиболее ранние систематические сведения о положении границ морского арктического льда появились с начала XX в. в приатлантической Арктике [21]. Развитие мореплавания вдоль побережья Сибири в 1930-е годы способствовало наблюдению за льдами в сибирских арктических морях. С этого времени основное средство наблюдения — авиация, а собранные данные представляются в виде ледовых карт. Ледовые карты за период с 1933 г. — часть исторического архива карт ледовой авиаразведки, собранного в ААНИИ [9], который был использован для подготовки рядов исторических данных о площади, занятой льдом в арктических морях.

На основе анализа исторических данных о морских арктических льдах В.Ф. Захаров выделил в XX в. четыре стадии развития морских арктических льдов: две стадии разрастания (1900–1918 и 1938–1968 гг.) и две стадии сокращения ледяного покрова (1918–1938 и 1968–1999 гг.),

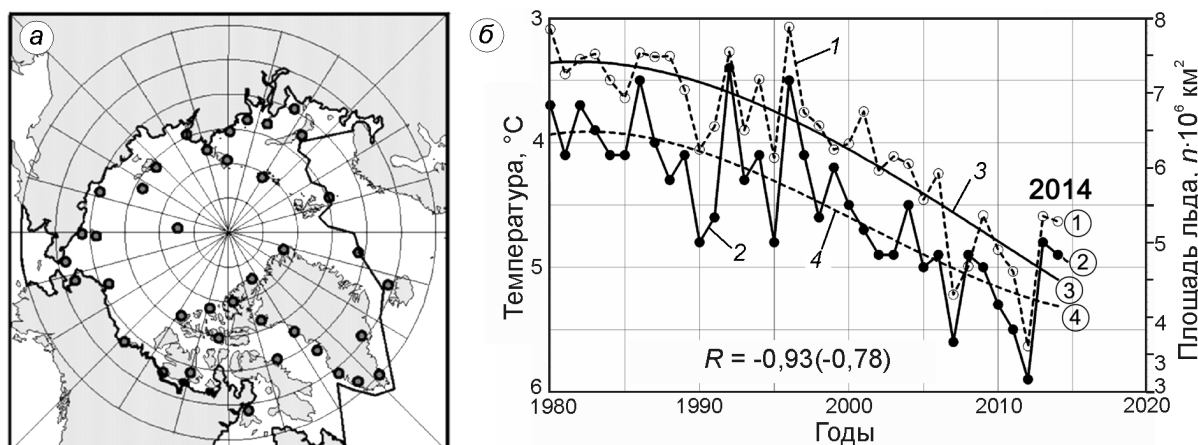


Рис. 4. а – станции мониторинга приповерхностной температуры воздуха в морской Арктике и граница распространения морского льда зимой (утолщённая чёрная линия); б – площадь льда в сентябре в Северном Ледовитом океане (1), летняя температура воздуха (июнь–август) в морской Арктике (2), линии квадратичного тренда (3, 4). R – коэффициент корреляции между температурой и площадью льда (в скобках – коэффициент корреляции между отклонениями от квадратичного тренда)

Fig. 4. а – stations of the surface air temperature monitoring in the marine Arctic and winter ice edge (black thick line); б – September sea ice extent in the Northern Icy Ocean (1), summer (June–August) air temperature in the marine Arctic (2), lines of quadratic trend (3, 4). R – the correlation coefficient between the air temperature and sea ice extent (in brackets – correlation coefficient between departures from trends)

выраженные на фоне общего векового сокращения площади арктических льдов. Сравнение рядов исторических данных из различных источников показывает существенные расхождения между ними, исчезающие после перехода на спутниковые наблюдения, которые с конца 1970-х годов становятся основным средством наблюдений за морским ледяным покровом. Обобщение данных инструментальных наблюдений за морскими льдами со спутников после 1978 г. показывает сокращение их протяжённости, ускорившееся в последние два десятилетия [2, 44].

Исследования морских льдов предусматривали также измерения толщины дрейфующего льда и припая. В «Атласе морфометрических характеристик льда и снега в Арктическом бассейне», подготовленном И.П. Романовым [36], обобщены данные измерений толщины льда и снега на льду, выполненные во время посадок на дрейфующий лёд при океанографических съёмках в Арктическом бассейне в 1972–1984 гг., на дрейфующих станциях «Северный полюс», на высокоширотных маршрутах атомных ледоколов. С.В. Фролов и др. [45] показали возможность использования для мониторинга толщины морских льдов попутных измерений с борта ледоколов и других судов, способных совершать плавание во льдах. Приме-

нение телевизионного комплекса для фиксации измерений позволило собирать обширные массивы данных о толщине льда на маршрутах, пересекающих Арктический бассейн в разных направлениях. На основе сравнительного анализа данных 1977, 1987 и 2000-х годов установлено сокращение доли многолетних льдов в 2–3 раза, а также уменьшение их средней толщины в Арктическом бассейне к 2005–2006 гг. на 23%.

В.Ю. Визе, по-видимому, был первым, кто указал на усиление циркуляции атмосферы и океана как на основную причину потепления и, как следствие, сокращения морского ледяного покрова в Арктике. Он пришёл к заключению, что потепление – результат усиления общей циркуляции атмосферы, которое сопровождается усилением западных и юго-западных ветров над Северной Атлантикой и Норвежским морем и увеличением притока атлантических вод в Арктику с одновременным усилением обратного потока вод и льдов из Арктического бассейна в Гренландское море. Рассматривая развитие потепления, Визе отметил его максимальное проявление в приатлантической Арктике в зимний сезон от западной Гренландии до Карского моря, а также сокращение площади морских льдов летом в Баренцевом и Карском морях.

В работах В.Ф. Захарова указывалось на тесную связь между максимальным распространением морского льда зимой в Северном полушарии и распреснённой водой в верхнем слое океана. Граница между более солёной и тёплой и распреснённой и холодной водой арктического происхождения в приатлантическом секторе Арктики одновременно служит и южной границей распространения морского льда в конце зимы.

Современные представления о непосредственных причинах сокращения морского ледяного покрова основаны на широком спектре влияющих факторов. Очевидно, что причина сокращения количества арктических льдов в конце летнего периода также связана с потеплением климата, которое проявляется, в первую очередь, в повышении температуры воздуха. Корреляция между изменениями летней приповерхностной температуры воздуха и площадью, занятой морским льдом в сентябре, по данным за 1979–2012 гг. составила $-0,94$ [1].

Исследования арктической гляциосферы

Первые гляциологические исследования проведены в конце 1920-х — начале 1930-х годов на Земле Франца-Иосифа и Северной Земле вместе с организацией полярных станций на архипелагах. Экспедиция Н.Н. Урванцева и Г.А. Ушакова на архипелаг Северная Земля в 1930–1932 гг. закартировала архипелаг и все крупные ледники островов. Крупнейшее географическое событие XX в. — открытие архипелага Северная Земля в 1913 г. дополнилось его картой в результате героической работы по описанию островов экспедицией Арктического научно-исследовательского института.

В 1931 г. над Северной Землёй пролетел дирижабль «Граф Цеппелин», на котором находилась советско-германская экспедиция под научным руководством Р.Л. Самойловича. О. Грубером был заснят район фьорда Матусевича на о. Октябрьской Революции, где позже был открыт шельфовый ледник Матусевича. Эти старые снимки до сих пор имеют большое значение для изучения многолетней динамики ледников. В последние годы шельфовый ледник Матусевича стремительно разрушается, и степень его деградации можно оценить только при сравнении с прошлыми данными.

Изучение оледенения Земли Франца-Иосифа началось в 1933–1934 гг., когда, наряду с геологической съёмкой островов, были выполнены полноценные гляциологические исследования, которые включали в себя: классификацию ледников, наблюдения за их движением, гляциоклиматические исследования, определение высоты снеговой линии, историю развития оледенения и характеристику его современного состояния [39]. Эти комплексные гляциологические исследования стали возможны благодаря открытию в 1929 г. по инициативе Арктического института научно-исследовательской станции в бухте Тихой на о. Гукера. Первоначальные сведения об оледенении архипелага получены В.Ю. Визе ещё при работе в экспедиции Г.Я. Седова в 1913–1914 гг. и Р.Л. Самойловичем при исследованиях в 1929 г. Первое пересечение Северного острова архипелага Новая Земля по ледниковому покрову на широте $75\text{--}76^\circ$ выполнено В.Ю. Визе и М.А. Павловым в 1913 г. в составе экспедиции Г.Я. Седова. Тогда было установлено, что центральная область Новой Земли на этой широте покрыта сплошным ледниковым покровом, имеющим форму щита. Описаны особенности рельефа ледникового покрова, выводные ледники, стекающие с него, определена высота «линии вечного снега» (снеговой линии) на горе Ледниковой [12]. В 1932–1933 гг. под руководством М.М. Ермолаева на Новой Земле работала гляциологическая станция Русская Гавань. Во время этих работ маршрутами протяжённостью 4500 км была охвачена большая часть ледникового покрова Северного острова: от п-ова Литке и залива Благополучия до мыса Желания. Материалы этой экспедиции частично опубликованы в труде П.А. Шумского [47].

В 1937 г. П.А. Шумский в экспедиции АНИИ на ледокольном пароходе «Садко» изучал оледенение островов Де-Лонга Новосибирского архипелага [47]. Тогда за 11 дней удалось исследовать ледник о. Генриетты, а также побывать на ледниках островов Беннетта и Жанетты. Важное событие для изучения островов — постройка на о. Генриетты полярной станции, которая проработала до 1940 г. и позволила собрать уникальные материалы по метеорологическому режиму этого труднодоступного ледникового района Арктики. Ледники острова Беннетта повторно исследовались экспедицией ААНИИ в 1956 г., возглавляемой В.М. Картушиным. Сотрудники

следующей экспедиции ААНИИ на о. Беннетта в 1987 г. впервые провели масс-балансовые наблюдения с мая по октябрь и подтвердили, что с 1957 г. условия для оледенения острова в целом неблагоприятны, происходит некоторое, но не повсеместное сокращение оледенения [10].

Планомерное изучение ледников Советской Арктики экспедициями ААНИИ с 1960-х годов связано с деятельностью Л.С. Говорухи [15]. В 1960 г. экспедиция на острова Земли Франца-Иосифа подтвердила ранее сделанный в период МГГ (1957–1958) вывод о сокращении ледников архипелага. Л.С. Говоруха, исследовав несколько ледниковых куполов Земли Франца-Иосифа, показал, что линия равновесия аккумуляции и абляции расположена на высоте 300–320 м над ур. моря и это говорит об отступании ледникового покрова архипелага. На о. Рудольфа и Земля Вильчека процесс льдообразования происходит по холодному инфильтрационному типу.

1957 и 1960–1962 гг. — начало палеолимнологических исследований в Советской Арктике. Проведены гидрологические, батиметрические исследования на оз. Космическое на о. Хейса архипелага Земли Франца-Иосифа и ещё 12 озёрах архипелага, отобраны колонки озёрных отложений. Изучение арктических озёр было связано с исследованиями многовековых колебаний ледников, климата и тектонических движений земной коры [17]. Исследовалось также оледенение малых островов. В 1963 г. на о. Ушакова побывал Л.С. Говоруха. На основе собственных наблюдений, данных экспедиций ААНИИ 1947–1948 гг., наблюдений П.А. Шумского 1955 г. был сделан вывод, что линия равновесия на леднике Ушакова находится на высоте не менее 200 м. Область аккумуляции занимает не более 45–50 км². В ней накапливается не более 0,02 км³ льда в год. За счёт таяния и откола айсбергов о. Ушакова ежегодно теряет 0,11 км³ льда. Общие потери массы ледника составляют 0,09 км³ в год, или 1/100 часть его объёма [14].

Крайний западный остров российской Арктики — о. Виктория также занят ледниковым покровом. Его исследования в 1961 г. показали регрессивную стадию оледенения. Ледниковый купол высотой 110 м весь находится в области абляции. Прогнозировано его дальнейшее отступление [13].

Первое подробное гляциологическое исследование горно-ледникового узла Бырранга про-

водилось Таймырской экспедицией ААНИИ под руководством Л.С. Говорухи летом 1967 г. В исследованной северо-восточной части п-ова Таймыр обнаружено десять довольно крупных и более ста сравнительно мелких каровых и других ледников общей площадью 35–40 км². Установлено, что состояние ледников гор Бырранга не соответствует современной климатической обстановке и находятся они в стадии отступления со значительным дефицитом массы в годовом бюджете. Впервые дана характеристика метеорологического режима таймырской горно-ледниковой зоны. Открыты две генерации льда разного возраста. Средняя многолетняя абляция в 1,5–2 раза превышает сезонное снегонакопление, что вызывает ежегодное уменьшение общей массы ледников. Исследованиями установлены многочисленные следы более широкого распространения ледников в прошлом [18]. Дистанционными методами в настоящее время удалось показать степень сокращения оледенения гор Бырранга со времени его натурных исследований. В результате сравнения космических снимков высокого пространственного разрешения за 1965 и 2009 г. установлено общее сокращение площади ледниковой системы перемётно-долинных ледников (Неожиданный, Толля, Северный, Южный) с 19,6 до 14,36 км², т.е. на 26,7% [3].

С 1962 г. основным объектом гляциологических исследований ААНИИ стал архипелаг Северная Земля. В 1962–1969 гг. удалось провести несколько экспедиций, в результате которых получены первые данные по расходной части баланса льда и внешнему массообмену североземельских ледников. Впервые измерены скорости движения выводных ледников и ледниковых куполов, айсберговый сток, температуры ледяной толщи, получены основные показатели метеорологического и радиационного режима ледников, градиенты аккумуляции и абляции. В 1968 и 1969 г. проведены первые опыты радиолокационного зондирования ледниковых куполов Северной Земли, что позволило получить достоверные данные об их мощности. Измеренные максимальные толщины куполов оценены в 700 м [13].

Апофеоз гляциологических исследований ААНИИ — организация гляциологического стационара «Купол Вавилова» на Северной Земле (рис. 5). Научная мысль и до этого требовала организовать длительные стационарные наблю-



Рис. 5. Открытие гляциологического стационара «Купол Вавилова» в 1974 г.

Fig. 5. Opening of the glaciological station «Vavilov Cupol» in 1974

дения за арктическими ледниками. Такой попыткой была организация гляциологической станции на Новой Земле в 1932–1933 гг. Но только в последней четверти XX в. удалось провести комплексные длительные наблюдения за ледниками и перигляциалом Северной Земли.

В 1974 г. Л.С. Говоруха организовал гляциологический стационар, который проработал в круглогодичном режиме с 1976 до 1989 г. Это была единственная в Арктике столь длительное время просуществовавшая гляциологическая станция. Стационар был организован для решения задач по программам каталогизации ледников страны и составлению Государственного водного кадастра СССР. На станции отрабатывалась технология бурения ледников, велась радиолокация ледниковых объектов, результаты которых использовались позже в других ледниковых районах страны и в Антарктиде. Важнейшее мероприятие стационара — воспитание и стажировка молодых гляциологов. В мае 1977 г. на леднике Вавилова была организована Всесоюзная гляциологическая школа-семинар по комплексному исследованию оледенения и перигляциала покровно-ледникового бассейна (рис. 6) В этом мероприятии приняли участие 35 ведущих гляциологов СССР из 10 учреждений Госкомгидромета, АН СССР, Министерства высшего и среднего специального образования СССР.



Рис. 6. Печать Гляциологического симпозиума на леднике Вавилова

Fig. 6. Stamp of the Glaciological symposium on the Vavilov Glacier

На ледниковом стационаре стали получать уникальные результаты по исследованию не только ледников, но природной среды в целом. Важнейшие результаты дали гляциогидрологические исследования, подтверждавшие сток рек данные о расходной части баланса массы ледников Северной Земли [29]. Проводились масс-балансовые наблюдения на ледниках, их радиозондирование, бурение и изучение температурного режима, изотопно-кислородные и структурные исследования льда, непрерывно велись комплексные метеорологические наблюдения на самом леднике и на о. Октябрьской Революции.

На леднике Вавилова работали две команды буровиков (ААНИИ и Ленинградского горного института), которые испытывали разные типы бурового оборудования, одновременно добывая информацию по оледенению Северной Земли. В феврале–марте 1988 г. толща ледника Вавилова была пройдена электромеханическим снарядом КЭМС-112, разработанным сотрудниками Ленинградского горного института. Глубина скважины составила 461,61 м, мощность мореносодержащего льда – 2,15 м, подстилающих отложений – 2,28 м. Петроструктурные исследования льда показали отсутствие скольжения льда по горным породам, движения были развиты в вышележащем льду [6]. До сих пор ни один полярный ледник не удалось пробурить, войти в подстилающие породы и исследовать столь важные для гляциологии процессы, происходящие на ледниковом ложе. Испытательное бурение электромеханическим снарядом толщи ледника Вавилова с проникновением в подстилающие породы было значительным шагом к успеху российских исследователей, добившихся в 2012 г. проникновения в подлёдное озеро Восток в Антарктиде.

По данным картографических и масс-балансовых исследований 1985–1990 гг. зафиксированы выдвигание ледника Вавилова к югу и западу и стабильность его границ на севере и востоке, что объяснялось климатическими причинами [5]. 7 июля 1987 г. сотрудниками ААНИИ, Института географии РАН и ЛГУ до ложа был пробурен ледник Академии Наук и достигнута глубина 761 м [36]. Проведены комплексные исследования керна, гидротермического режима снежно-фирново-ледяной толщи ледника, а в дальнейшем изотопно-кислородные исследования, давшие материалы для восстановления истории развития оледенения Северной Земли [26]. Ледниковый стационар стал не только форпостом исследований полярных ледников, но, по существу, и станцией экологического мониторинга. На ледниках и в перигляциальной области развивались исследования по изучению рельефа, озёр, почв, многолетнемерзлых пород, растительности и животного мира, степени загрязнённости льда, снега, перигляциальных ландшафтов, проводились ландшафтные исследования [22].

В 1990 г. после закрытия стационара наступил длительный перерыв в исследовании арктических ледников силами ААНИИ. Прерваны уникальные

ряды данных, и теперь, уже во втором десятилетии XXI в., когда в Арктике на ледниках происходят активные процессы, нет достаточного набора данных для объяснения таких явлений, как пульсация ранее стабильных ледников, распад шельфового ледника Матусевича, образование большого количества айсбергов и др. Тем не менее, организация стационара на леднике Вавилова позволила получить очень интересные материалы. Была опубликована монография по современному и древнему оледенению Северной Земли [7]. В 1999–2001 гг. ААНИИ совместно с Санкт-Петербургским горным институтом (сейчас – Национальный минерально-сырьевой университет «Горный») и Институтом полярных и морских исследований (Германия) провели бурение ледника Академии Наук до глубины 723 м. В 2012 г. вновь удалось организовать стационарные комплексные наблюдения на о. Большевик на ранее законсервированной базе на мысе Баранова. На ближайшем к базе леднике Мушкетова снова ведутся гляциологические наблюдения.

Итог длительно (почти 90 лет) ведущихся Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом исследований наземной гляциосферы – две обобщающие монографии по наземному оледенению Советской Арктики [16, 47] и множество работ по отдельным регионам Российской Арктики.

Заключение

В исследованиях атмосферы, океана, морских льдов и островных ледников в Арктике, начиная с 1920 г. и на протяжении почти всего XX в. (до начала 1990-х годов), ведущая роль принадлежала учёным и специалистам Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ), который берёт начало от Северной научно-промысловой экспедиции, основанной 4 марта 1920 г. За этот период получены обширные данные метеорологических и актинометрических наблюдений, результаты которых обобщены в фундаментальных монографиях [19, 24, 28, 33, 46, 48], переведённых и изданных за рубежом [49].

В 1976 г. был выполнен крупнейший в истории исследований Северной полярной области натурный эксперимент «ПОЛЭКС-Север-76» [35] в рамках программы «ПОЛЭКС»

(1974–1989 гг.), направленный на исследование процессов крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана в полярных областях. Эти исследования продолжались в рамках программы «Разрезы» (1981–1992 гг.) по исследованию энергоактивных областей океана, одна из которых располагалась в Северо-Европейском бассейне.

Огромный вклад в изучение высокоширотной Арктики внесли высокоширотные воздушные экспедиции «Север», выполнявшиеся в 1937, 1941–1993 гг. под руководством известных полярных исследователей, и дрейфующие станции «Северный полюс», работавшие в Арктическом бассейне с 1950 по 1991 г. Полученные данные наблюдений использованы при подготовке атласа «Северный Ледовитый океан» и «Атлас Арктики», которые сейчас вошли в цифровые сеточные массивы климатических, океанографических и метеорологических данных для Северного Ледовитого океана.

Комплексные натурные исследования океана, морских льдов, атмосферы и взаимодействий между ними, выполнявшиеся в 1970–80-е годы, были продолжены 2000-е годы в рамках исследований по национальным и международным проектам, кульминацией которых стало проведение Международного полярного года 2007/08.

Развитие мореплавания вдоль побережья Сибири в 1930-е годы стимулировало регулярные наблюдения за морскими льдами. Ледовые карты, составлявшиеся с 1933 г., собраны в архиве карт ледовой авиаразведки в ААНИИ и используются для подготовки рядов исторических данных о площади морского льда в арктических морях. Данные измерений толщины льда и снега на льду, выполненные во время посадок на дрейфующий лёд при выполнении океанографических съёмок в Арктическом бассейне в 1972–1984 гг., на дрейфующих станциях «Северный полюс», на высокоширотных маршрутах атомных ледоколов обобщены И.П. Романовым в «Атласе морфометрических характеристик льда и снега в Арктическом бассейне». С.В. Фролов и другие показали возможность использования для мониторинга толщины морских льдов попутных измерений с борта ледоколов и других судов, способных совершать плавание во льдах.

В.Ю. Визе был первым, кто указал на усиление циркуляции атмосферы и океана как на основную причину потепления и, как след-

ствие, сокращения морского ледяного покрова в Арктике, а В.Ф. Захаров отметил тесную связь между максимальным распространением морского льда зимой в Северном полушарии и распреснённой водой в верхнем слое океана.

Первые советские гляциологические исследования в Арктике проведены в конце 1920-х — начале 1930-х годов на Земле Франца-Иосифа и Северной Земле вместе с организацией полярных станций на архипелагах. Были выполнены исследования на ледниках архипелагов Северная Земля, Земля Франца-Иосифа, на Новой Земле, на малых островах в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском. В 1960–70-е годы большой вклад в исследования ледников внесли работы под руководством Л.С. Говорухи.

Важный этап гляциологических исследований ААНИИ — организация гляциологического стационара «Купол Вавилова» на Северной Земле, который проработал в круглогодичном режиме с 1976 до 1989 г. Это была единственная в Арктике гляциологическая станция, которая существовала столь длительное время. В мае 1977 г. на леднике Вавилова была организована Всесоюзная гляциологическая школа-семинар по комплексному исследованию оледенения и перигляциала покровно-ледникового бассейна. На леднике испытывались разные типы бурового оборудования, что позднее способствовало успеху проникновения в подлёдное озеро Восток в Антарктиде в 2012 г.

Итог почти 90-летних исследований наземной гляциосферы — две обобщающие монографии по наземному оледенению Советской Арктики [16, 47] и множество работ по отдельным регионам Российской Арктики.

Литература

1. Алексеев Г.В. Потепление в морской Арктике — настоящее и будущее // Метеоспектр. 2013. № 3. С. 92–95.
2. Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И., Иванов Н.Е., Смоляницкий В.М., Харланенкова Н.Е., Юлин А.В. Эволюция площади морского ледового покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 5–19.
3. Антонов О.М., Быстров М.А., Большаков Д.Ю. Изменение границы ледника Неожиданный (п-ов

- Таймыр) за последние десятилетия по результатам обработки космических снимков высокого пространственного разрешения // Сб. статей VIII Всес. совещ. по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 29–31.
4. Байдин А.В., Мелешко В.П. Реакция атмосферы высоких и умеренных широт на сокращение площади морского льда и повышение температуры поверхности океанов // Метеорология и гидрология. 2014. № 6. С. 5–18.
 5. Барков Н.И., Большианов Д.Ю., Гвоздик О.А., Клементьев О.Л., Макеев В.М., Москаленко И.Г., Потапенко В.Ю., Юнак Р.И. Новые данные о строении и развитии ледника Вавилова на Северной Земле // МГИ. 1992. Вып. 75. С. 35–41.
 6. Большианов Д.Ю., Клементьев О.Л., Коротков И.М., Николаев В.И. Исследования керна мореносодержащего льда ледника Вавилова на Северной Земле // МГИ. 1990. № 70. С. 105–111.
 7. Большианов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля — оледенение, история развития природной среды. СПб.: Гидрометеиздат, 1995. 217 с.
 8. Борисенков Е.П., Трешников А.Ф. О роли полярных районов в проблеме глобальных исследований циркуляции атмосферы и океана // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 296. С. 5–21.
 9. Бородачев В.Е., Шильников В.И. История ледовой авиационной разведки в Арктике и на замерзающих морях России (1914–1993). СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 441 с.
 10. Веркулич С.Р., Крусанов А.Г., Анисимов М.А. Современное состояние и тенденции оледенения о. Беннетта за последние 40 лет // МГИ. 1990. Вып. 70. С. 111–115.
 11. Взаимодействие океана и атмосферы в Северной полярной области / Под ред. А.Ф. Трешникова и Г.В. Алексеева. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 176 с.
 12. Визе В.Ю. Перевалом через ледниковый покров Новой Земли // Записки по гидрографии, издаваемые Гидрографич. управлением СССР. Т. XLIX. Л., 1925. С. 63–74.
 13. Говоруха Л.С. Новые данные о современном и древнем оледенении острова Виктории // Изв. Всес. геогр. об-ва. 1964. Т. 96. Вып. 4. С. 352–354.
 14. Говоруха Л.С. О соотношении прихода и расхода льда на острове Ушакова в современных климатических условиях // Изв. Всес. геогр. об-ва. 1966. Т. 98. Вып. 5. С. 62–64.
 15. Говоруха Л.С. Гляциологические исследования Арктического и антарктического института в Арктике в 1960–1969 гг. // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 294. С. 5–11.
 16. Говоруха Л.С. Современное наземное оледенение Советской Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 256 с.
 17. Говоруха Л.С., Зауер Л.М., Зеленко А.С. Палеогеографическая реконструкция голоцена Земли Франца-Иосифа на основании изучения озёрных отложений // Тр. НИИГА. 1965. Т. 143. С. 319–326.
 18. Говоруха Л.С., Попова Н.М. Узел современного оледенения в горах Бырранга (Восточный Таймыр) // Изв. Всес. геогр. об-ва. 1970. Вып. 3. С. 245–250.
 19. Долгин И.М. Климат свободной атмосферы Советской Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 398 с.
 20. Доронин Ю.П. Влияние ледяного покрова на теплообмен атмосферы с океаном // Проблемы Арктики и Антарктики. 1974. Вып. 43–44. С. 52–59.
 21. Захаров В.Ф. Похолодание Арктики и ледяной покров арктических морей // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 337. 96 с.
 22. Исследования ледникового покрова и перигляциала Северной Земли // Тр. ААНИИ. 1981. Т. 367. 176 с.
 23. Итоги МПГ 2007/08 и перспективы российских полярных исследований / Под ред. А.Н. Чилингарова, А.И. Бедрицкого, В.Г. Дмитриева. Москва–Санкт-Петербург: ООО «Паулсен», 2013. 220 с.
 24. Климат свободной атмосферы зарубежной Арктики / Под ред. И.М. Долгина, Л.А. Гавриловой. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 320 с.
 25. Константинов Ю.Б., Грачев К.И. Высокоширотные воздушные экспедиции «Север» (1937, 1941–1993 гг.) / Под ред. В.Т. Соколова. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 176 с.
 26. Котляков В.М., Николаев В.И., Коротков И.М., Клементьев О.Л. Климатостратиграфия голоцена ледниковых куполов Северной Земли // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. Тр. Международного симпозиума. Находка, 9–16 октября 1988 г. М., 1991. С. 100–112.
 27. Махитас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 66 с.
 28. Маршунова М.С., Черниговский Н.Т. Радиационный режим зарубежной Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 180 с.
 29. Мордвинов А.А. Сток и водный баланс рек о. Октябрьской Революции (Северная Земля) // Тр. ААНИИ. 1981. Т. 367. С. 103–110.
 30. Никифоров Е.Г., Блинов Н.И., Лукин В.В. Новые данные о природе промежуточных водных масс Арктического бассейна // Тр. ААНИИ. 1977. Т. 338. С. 17–31.
 31. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 259 с.
 32. Николаев Ю.В. Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 51 с.

33. Океанография и морской лед. Серия «Вклад России в Международный полярный год 2007/2008 / Ред. И.Е. Фролов. Москва—Санкт-Петербург: изд. ООО «Паулсен», 2011. 431 с.
34. Прик З.М. Климат Советской Арктики (метеорологический режим). Л.: Гидрометеиздат, 1965. 279 с.
35. Программа натурного полярного эксперимента 1976 года (ПОЛЭКС—Север-76). Л.: Репрогр. ААНИИ, 1976. 115 с.
36. Романов И.П. Атлас морфометрических характеристик льда и снега в Арктическом бассейне. СПб., 1993. 152 с.
37. Саватюгин Л.М., Загороднов В.С. Гляциологические исследования на ледниковом куполе Академии Наук // МГИ. 1987. Вып. 61. С. 228.
38. Сакунов Г.Г., Бартенева О.Д., Радионов В.Ф., Тимев А.А., Воскресенский А.И., Аднашкин В.Н. Оптические свойства атмосферы Арктического бассейна // Первый глобальный эксперимент ПИГАП: Т. 2. Полярный аэрозоль, протяжённая облачность и радиация. Л.: Гидрометеиздат, 1981. С. 73—88.
39. Спизарский Т.Н. Оледенение Земли Франца-Иосифа // Тр. АНИИ. 1936. Т. 41. С. 5—37.
40. Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне / Под ред. Ю.В. Николаева, Г.В. Алексеева. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 128 с.
41. Тимофеев В.Т. Водные массы Норвежского и Гренландского морей и их динамика // Тр. Арктического науч.-исслед. ин-та главного управления Северного морского пути при СНК СССР: Т. 183. 1944. 264 с.
42. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 190 с.
43. Трешников А.Ф., Баранов Г.И. Структура циркуляции вод в Арктическом бассейне. Л.: Гидрометеиздат, 1972, 158 с.
44. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
45. Фролов С.В., Федяков В.Е., Третьяков В.Ю., Клейн А.Э., Алексеев Г.В. Новые данные об изменении толщины льда в Арктическом бассейне // ДАН. 2009. Т. 425. № 1. С. 104—108.
46. Черниговский Н.Т., Маршунова М.С. Климат Советской Арктики (радиационный режим). Л.: Гидрометеиздат, 1965. 199 с.
47. Шумский П.А. Современное оледенение Советской Арктики // Тр. АНИИ. 1949. Т. 11. 262 с.
48. Marshunova M.S., Chernigovskii N.T. Radiation Regime of the Foreign Arctic. Indian National Scientific Documentation Centre, New Delhi, 1978. 189 p.
49. Soviet data on the Arctic heat budget and its climatic influence / Eds. J.O. Fletcher, B. Keller, S.M. Ole-nicoff. The RAND Corporation, Santa Monica, Ca., USA, 1965. 208 p.

Summary

A brief review of the atmosphere, ocean, sea ice and glaciers studies in the Arctic implemented by the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) since 1920 is presented. Collected data were analyzed, summarized and published in hundreds of papers, monographs, atlases, and handbooks. High latitude airborne expeditions «Sever» of 1937, 1941—1993 and ice drifting stations «North Pole» of 1951—1990 made possible to perform the great volume of long-term oceanographic, meteorological, and sea ice observations. Basing on these data the North Icy Ocean Atlas (1970) and digital oceanography and meteorology atlases (1997, 1998) were developed and published. The major natural experiment was carried out in 1976 in the Northern Polar Region for the purpose to investigate the energy exchange between the ocean and the atmosphere. The data obtained were included into the Atlas of the Arctic (1986). In 1982—1989, the AARI participated in the great national oceanographic program «Sections» realized under supervision of academician G.I. Marchuk. In 2000s, the Institute continued the above intense investigations in framework of national and international projects including the International Polar Year 2007/08. The data obtained, together with relevant historical information, made it possible to analyze a course of climate warming in the Arctic Regions of 1990—2000s and its relationship with similar global processes. Explorations of the Arctic glaciers on archipelagos the Franz-Joseph Land and the Severnaya Zemlya were started in 1920—1930s concurrently with establishing of polar stations on the Arctic islands. The AARI scientist L.S. Govorukha contributed significantly to studies of the Arctic glaciers since 1960s. In 1974, he organized the glaciological observational station «Vavilov Kupol» on the Severnaya Zemlya that later functioned up to 1989. In 2012, regular observations on the «Bolshevik» island were continued on the station «Mys Baranova» together with the hydrometeorological investigations.

Содержание журнала за 2014 год

Ледники и ледниковые покровы

- Владимирова Д.О., Екайкин А.А., Липенков В.Я. Изменения климата в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 350 лет — **4**, с. 5–18
- Зимницкий А.В., Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г. Современное оледенение Передней Азии (в границах Турции) — **4**, с. 50–60
- Козачек А.В., Екайкин А.А., Михаленко В.Н., Липенков В.Я., Кутузов С.С. Изотопный состав ледяных кернов, полученных на Западном плато Эльбруса — **4**, с. 35–49
- Коновалов В.Г., Рудаков В.А. Возможности использования данных дистанционного зондирования Земли для мониторинга ледников и гляциологических расчётов — **1**, с. 15–27
- Корнева И.А., Семенов С.М. Оценка влияния изменения альбедо земной поверхности на положение нулевой изотермы — **3**, с. 5–13
- Маневич Т.М., Муравьёв Я.Д., Самойленко С.Б. Ледники Авачинской группы вулканов: современное состояние — **3**, с. 14–26
- Осипов Э.Ю., Осипова О.П. Динамика оледенения в горах юга Восточной Сибири за последние 160 лет — **2**, с. 33–41
- Папина Т.С., Малыгина Н.С., Бляхарчук Т.А., Ненашева Г.И., Рябчинская Н.А., Эйрих А.Н. Изотопный состав и палиноспектры атмосферных осадков и краевых частей ледника Корумду (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) — **1**, с. 40–48
- Поповнин В.В., Пылаева Т.В. Лавинное питание ледника Джанкуат — **2**, с. 21–32
- Рыбак О.О., Володин В.М., Невечеря А.П. Поток геотермического тепла в Гренландии и его влияние на модельную топографию ледникового щита — **4**, с. 19–34
- Рыбак О.О., Рыбак Е.А., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Морозова П.А. Калибровка математической модели динамики ледника Марух, Западный Кавказ — **2**, с. 9–20
- Самойлова С.Ю., Шевченко А.А., Шереметов Р.Т., Колемейцев А.А. Колебания ледников Томич и Водопадный (Алтай) во второй половине XX — начале XXI в. — **3**, с. 47–54
- Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Влияние снежного покрова на термический режим политермического ледника в условиях Западного Шпицбергена — **3**, с. 27–37
- Чернов Р.А., Васильева Т.В., Кудиков А.В. Температурный режим поверхностного слоя ледника Восточный Грэнфьорд (Западный Шпицберген) — **3**, с. 38–46
- Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н. Современное состояние и динамика нивально-гля-

циальных систем массивов Монгун-Тайга и Таван-Богдо-Ола — **1**, с. 49–60

- Шакиров А.Э. Магнитометрические исследования ледников Южный и Северный Энилчек (Иныльчек) в районе озера Мерцбахера — **2**, с. 42–52
- Bolch T. Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan (Изменение площади и массы ледников в долине Ала-Арча в Киргизском хребте на Северном Тянь-Шане с 1964 г.) — **1**, с. 28–39

Снежный покров и снежные лавины

- Гельфан А.Н., Морейдо В.М. Описание макромасштабной структуры поля снежного покрова равнинной территории с помощью динамико-стохастической модели его формирования — **4**, с. 61–72
- Дворников Ю.А., Хомутов А.В., Муллануров Д.Р., Ермохина К.А. Моделирование распределения водного эквивалента снежного покрова в тундре с использованием ГИС и данных полевой снегомерной съёмки — **2**, с. 69–80
- Казаков Н.А. Прогноз лавин по 27-дневным циклам изменения солнечной активности — **1**, с. 61–68
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р. О влиянии изменчивости параметров снежного покрова на промерзание грунта — **2**, с. 60–68
- Попова В.В., Морозова П.А., Титкова Т.Б., Семенов В.А., Черенкова Е.А., Ширяева А.В., Китаев Л.М. Региональные особенности современных изменений зимней аккумуляции снега на севере Евразии по данным наблюдений, реанализа и спутниковых измерений — **4**, с. 73–86
- Священников П.Н., Уразильдеева А.В., Курочкин Ю.Н., Иванов Б.В., Чистяков К.В., Divin D., Hudson S. Спектральный состав отражённой и проникающей в глубь снежного покрова коротковолновой радиации в районе посёлка Баренцбург (Шпицберген) — **3**, с. 67–72
- Черноус П.А., Селиверстов Ю.Г., Сучков В.Е. Влияние характеристик снега на лавинообразование — **2**, с. 53–59
- Чижова Ю.Н., Васильчук Дж.Ю., Йошикава К., Буданцева Н.А., Голованов Д.Л., Сорокина О.И., Станиловская Ю.В., Васильчук Ю.К. Изотопный состав снежного покрова Байкальского региона — **3**, с. 55–66

Морские, речные и озёрные льды

- Голубева Е.Н., Платов Г.А., Якишина Д.Ф. Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана — **2**, с. 81–92
- Золотокрылин А.Н., Михайлов А.Ю., Титкова Т.Б. Влияние притока тёплых атлантических вод на

аномалии климата в атлантическом секторе Арктики — **3**, с. 73–82

Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования — **3**, с. 83–96

Подземные льды и наледи

Алексеев В.Р. Подземные льды и гидротермическое движение грунтов на наледных участках речных долин — **1**, с. 69–88

Белова Н.Г. Погребённые и внутригрунтовые пластовые льды на западном побережье Байдарацкой губы Карского моря — **2**, с. 93–102

Опокина О.Л., Слагода Е.А., Курчатова А.Н. Стратиграфия разреза «Марре-Сале» (Западный Ямал) с учётом новых данных радиоуглеродного анализа — **4**, с. 87–94

Палеогляциология

Александрин М.Ю. Отложения приледниковых озёр — основа для создания непрерывных летописей истории голоценового оледенения — **1**, с. 89–102

Бушуева И.С., Соломина О.Н., Жомелли В. История ледника Алибек по данным дистанционного зондирования, биоиндикации, ^{14}C и ^{10}Be датирования — **3**, с. 97–106

Котляков В.М., Сонечкин Д.М. Современное прочтение истории ледниковых циклов плейстоцена — **2**, с. 103–122

Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение севера Западной Сибири — спорные вопросы и пути их решения — **1**, с. 103–120

Lipenkov V.Ya., Raynaud D. The Mid-Pleistocene Transition and the Vostok Oldest Ice Challenge — **4**, с. 95–106

Прикладные проблемы

Блинов С.М., Меньшикова Е.А., Батулин Е.Н., Ушакова Е.С., Золотарев Л.Р. О составе снега на территории Верхнекамского солевого месторождения — **1**, с. 121–128

Немировская И.А., Кравчишина М.Д., Реджепова З.Ю. Органические соединения и взвесь в снежно-ледяном покрове и почвах в районах антарктических станций России — **4**, с. 114–126

Пряхин С.С., Попов С.В., Сандалюк Н.В., Мартынов В.Л., Поляков С.П. Аэрофотосъёмка районов

российских антарктических станций Мирный и Прогресс в сезон 2014/15 г. — **4**, с. 107–113

Путешествия, открытия

Алексеев Г.В., Большиянов Д.Ю., Радионов В.Ф., Фролов С.В. 95 лет исследований климата и криосферы Арктики в ААНИИ — **4**, с. 127–140

Муравьев А.Я. Открытие и исследования ледников Камчатки — **2**, с. 123–132

Осинова Г.Б. Пятьдесят лет исследований Института географии РАН на леднике Медвежьем, Западный Памир — **1**, с. 129–140

Супруненко Ю.П. Гляциология в Русском географическом обществе: к 170-летию РГО — **3**, с. 133–144

Экспресс-информация

Касимов Н.С., Котляков В.М., Чилингаров А.Н., Красников Д.М., Тикунов В.С. Национальный атлас Арктики: структура и этапы разработки — **1**, с. 4–14

Котляков В.М., Десинов Л.В., Рудаков В.А. Подвижка ледника Бивачного в 2012–2015 гг. — **2**, с. 133–140

Новое научное открытие в области гляциологии — **2**, с. 141

Пан-евразийский эксперимент: РЕЕХ — отклик научного сообщества на изменение климата и окружающей среды Северной Евразии — **2**, с. 142–144

Хромова Т.Е., Медведев А.А., Муравьев А.Я., Зверкова Н.М. Электронный атлас «Снег и лёд на Земле» — **2**, с. 5–8

Обзоры и хроника

Москалевский М.Ю. Конференция «Современные тенденции природных процессов в полярных областях Земли и перспективы российских полярных исследований» — **1**, с. 141–144

Шаппеллаз Ж., Липенков В.Я. Российско-французский семинар 2015 — **4**, с. 4

Критика и библиография

Голубев В.Н. Жидкая вода в ледниках. Рецензия на книгу «Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований» — **3**, с. 131–132

Котляков В.М., Чернова Л.П. Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2013 год — **3**, с. 107–130

Алфавитный указатель

Александрин М.Ю.	1, с. 89	Лаврентьев И.И.	2, с. 9; 3, с. 27
Алексеев В.Р.	1, с. 69	Липенков В.Я.	4, с. 4, 5, 35
Алексеев Г.В.	4, с. 127	Май Р.И.	3, с. 83
Батурин Е.Н.	1, с. 121	Малыгина Н.С.	1, с. 40
Белова Н.Г.	2, с. 93	Маневич Т.М.	3, с. 14
Блинов С.М.	1, с. 121	Мартьянов В.Л.	4, с. 107
Бляхарчук Т.А.	1, с. 40	Мачерет Ю.Я.	3, с. 27
Большиянов Д.Ю.	4, с. 127	Медведев А.А.	2, с. 4
Буданцева Н.А.	3, с. 55	Меньшикова Е.А.	1, с. 121
Бушуева И.С.	3, с. 97	Михайлов А.Ю.	3, с. 73
Васильева Т.В.	3, с. 38	Михаленко В.Н.	4, с. 35
Васильчук Дж.Ю.	3, с. 55	Морейдо В.М.	4, с. 61
Васильчук Ю.К.	3, с. 55	Морозова П.А.	2, с. 9; 4, с. 73
Владимирова Д.О.	4, с. 5	Москалевский М.Ю.	1, с. 141
Володин В.М.	4, с. 19	Муллануров Д.Р.	2, с. 69
Ганюшкин Д.А.	1, с. 49	Муравьев А.Я.	2, с. 4, 123
Гельфан А.Н.	4, с. 61	Муравьев Я.Д.	3, с. 14
Глазовский А.Ф.	3, с. 27	Накалов П.Р.	2, с. 60
Голованов Д.Л.	3, с. 55	Невечеря А.П.	4, с. 19
Голубев В.Н.	3, с. 131	Немировская И.А.	4, с. 114
Голубева Е.Н.	2, с. 81	Ненашева Г.И.	1, с. 40
Гузенко Р.Б.	3, с. 83	Опокина О.Л.	4, с. 87
Дворников Ю.А.	2, с. 69	Осипов Э.Ю.	2, с. 33
Десинов Л.В.	2, с. 133	Осипова Г.Б.	1, с. 129
Екайкин А.А.	4, с. 5, 35	Осипова О.П.	2, с. 33
Ермохина К.А.	2, с. 69	Осокин Н.И.	2, с. 60
Ефремов Ю.В.	4, с. 50	Папина Т.С.	1, с. 40
Жомелли В.	3, с. 97	Платов Г.А.	2, с. 81
Зверкова Н.М.	2, с. 4	Плюснин В.М.	1, с. 103
Зимницкий А.В.	4, с. 50	Поляков С.П.	4, с. 107
Золотарев Л.Р.	1, с. 121	Попов С.В.	4, с. 107
Золотокрылин А.Н.	3, с. 73	Попова В.В.	4, с. 73
Иванов Б.В.	3, с. 67	Поповнин В.В.	2, с. 21
Ильичев Ю.Г.	4, с. 50	Пряхин С.С.	4, с. 107
Йошикава К.	3, с. 55	Пылаева Т.В.	2, с. 21
Казаков Н.А.	1, с. 61	Радионон В.Ф.	4, с. 127
Касимов Н.С.	1, с. 4	Реджепова З.Ю.	4, с. 114
Китаев Л.М.	4, с. 73	Рудаков В.А.	1, с. 15; 2, с. 133
Клячкин С.В.	3, с. 83	Рыбак Е.А.	2, с. 9
Козачек А.В.	4, с. 35	Рыбак О.О.	2, с. 9; 4, с. 19
Коломейцев А.А.	3, с. 47	Рябчинская Н.А.	1, с. 40
Коновалов В.Г.	1, с. 15	Самойленко С.Б.	3, с. 14
Корнева И.А.	3, с. 5	Самойлова С.Ю.	3, с. 47
Котляков В.М.	1, с. 4; 2, с. 103, 133; 3, с. 107	Сандалюк Н.В.	4, с. 107
Кравчишина М.Д.	4, с. 114	Священников П.Н.	3, с. 67
Красников Д.М.	1, с. 4	Селиверстов Ю.Г.	2, с. 53
Кудиков А.В.	3, с. 38	Семенов В.А.	4, с. 73
Курочкин Ю.Н.	1, с. 49; 3, с. 67	Семенов С.М.	3, с. 5
Курчатова А.Н.	4, с. 87	Слагода Е.А.	4, с. 87
Кутузов С.С.	2, с. 9; 4, с. 35	Соломина О.Н.	3, с. 97

Сонечкин Д.М.	2, с. 103	Чижова Ю.Н.	3, с. 55
Сорокина О.И.	3, с. 55	Чилингаров А.Н.	1, с. 4
Сосновский А.В.	2, с. 60; 3, с. 27	Чистяков К.В.	1, с. 49; 3, с. 67
Станиловская Ю.В.	3, с. 55	Шакиров А.Э.	2, с. 42
Супруненко Ю.П.	3, с. 133	Шаппеллаз Ж.	4, с. 4
Сучков В.Е.	2, с. 53	Шевченко А.А.	3, с. 47
Тикунов В.С.	1, с. 4	Шейнкман В.С.	1, с. 103
Титкова Т.Б.	3, с. 73; 4, с. 73	Шереметов Р.Т.	3, с. 47
Уразгильдеева А.В.	3, с. 67	Ширяева А.В.	4, с. 73
Ушакова Е.С.	1, с. 121	Эйрих А.Н.	1, с. 40
Фролов С.В.	4, с. 127	Якшина Д.Ф.	2, с. 81
Хомутов А.В.	2, с. 69	Bolch T.	1, с. 28
Хромова Т.Е.	2, с. 4	Divin D.	3, с. 67
Черенкова Е.А.	4, с. 73	Hudson S.	3, с. 67
Чернов Р.А.	3, с. 38	Lipenkov V.Ya.	4, с. 95
Чернова Л.П.	3, с. 107	Raynaud D.	4, с. 95
Черноус П.А.	2, с. 53		

В №3 за 2015 г. разделе "Критика и библиография" в Аннотированной библиографии русскоязычной литературы по гляциологии за 2013 год (авт. В.М. Котляков, Л.П. Чернова) допущены опечатки
на стр.114 пункт 107 следует читать: *Сократов В.С., Шмакин А.Б.*;
на стр. 115 пункт 118 следует читать: *Шмакин А.Б., Сократов В.С.*
В именном указателе следует читать:
Сократов С.А.106, 142, 143, 151
Сократов В.С. 107, 118

Подписано в печать 19.11.2015 г. Выход в свет 21.11.2015 г. Формат 60 × 88^{1/8}
Цифровая печать Усл.печ.л. 18.0 Усл.кр.-отт. 10.3 тыс. Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0
Тираж 300 экз. Зак. 713 Цена свободная

Соучредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Издатель: Российская академия наук. Издательство «Наука», 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП «Типография «Наука», 121099 Москва, Шубинский пер., 6